

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**TESIS**

**ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO  
DE ATENUACIÓN  $Q$  EN SECCIONES SÍSMICAS**

**PRESENTA**

**MYRIAM MICHELL GARCÍA LUJÁN**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**NOVIEMBRE, 2017**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO  
DE ATENUACIÓN  $Q$  EN SECCIONES SÍSMICAS**

QUE PRESENTA

**MYRIAM MICHELL GARCÍA LUJÁN**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER  
EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

DIRECTOR DE TESIS

**DR. OSCAR MARIO ROMERO DE LA CRUZ**

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

NOVIEMBRE DE 2017



# **UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**

## **FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**La tesis**

### **ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE ATENUACIÓN $Q$ EN SECCIONES SÍSMICAS**

**Que presenta**

**MYRIAM MICHELL GARCÍA LUJÁN**

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de  
**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

---

**DR. OSCAR MARIO ROMERO DE LA CRUZ**  
**DIRECTOR DE TESIS**

---

**M.C. DANIEL ROCHA GARZA**

---

**DR. SÓSTENES MÉNDEZ DELGADO**

**Linares, Nuevo León, México**

**Noviembre, 2017**

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

**Myriam Michell García Luján**

Noviembre 2017



## **DEDICATORIA**

La presente tesis va dedicada a mis padres Rosa Ma. Lujan Muñoz y Rogelio García Ramírez (†), que con esfuerzo y dedicación me dieron la mejor formación; académica y moral.

De igual manera, de forma especial a mi hija Vanessa Michelle Sánchez García que es mi motivación de crecimiento y mi mayor alegría.

## **AGRADECIMIENTOS**

En primera instancia agradezco a Dios por las oportunidades que me ha brindado en la vida y las personas que me ha puesto en el camino para estar aquí hoy en día.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico brindado para la realización de mis estudios de maestría.

Quiero agradecer a mi madre Rosa que con su amor, cariño y dedicación me hizo la persona que soy. Mi respeto, orgullo y admiración hacia ella son más grandes hoy más que nunca.

A mi padre Rogelio (†) que me enseñó de la vida y las adversidades que hay en ella, brindándome la mejor de las formaciones, me enseñó que todo lo que uno se propone se logra, y el orgullo que tengo hacia él es máximo.

A mi hermano Brandon por estar conmigo en los momentos más importantes de mi vida.

A Carlos Alejandro Sánchez Murillo por su apoyo en todo este camino que emprendí, me acompañó en las noches de desvelo, me exigió descanso cuando era necesario y me alentó siempre, te amo y gracias por estar aquí en esta etapa de mi vida.

A Vanessa que me llena de alegría día tras día, cada vez que la veo me da las fuerzas de seguir adelante, y sobrellevar cada obstáculo que se me presenta.

A mi director de tesis y amigo, Oscar Romero por su apoyo incondicional y excelente asesoría para la realización de este trabajo.

A mis Co-Directores de tesis, el M. C. Daniel y Dr. Sóstenes por sus valiosos consejos, por sus comentarios y valiosas aportaciones.

Gracias a las personas que hicieron posible estar aquí terminando un ciclo más; a mi tía Vicky Luján por aceptarme en su hogar y todo el apoyo brindado, a mis tíos Pancho Luján y Leticia Vázquez por la ayuda desinteresada que siempre me dan, de igual manera a Brendis y Karen por su apoyo y estar siempre presente. A mi prima, mejor amiga

y hermana Paola González que ha estado en todo momento, hemos compartido muchos momentos, alegrías y tristezas; gracias duk por todo. A mis suegros Martha Murillo y Pancho Sánchez por el gran apoyo que nos han dado, por el gran amor que tienen hacia Vanessita y por querer el bienestar de Carlos.

Durante mi estancia en el posgrado forme nuevas amistades, que me dieron alegrías y ánimos en todo momento; en especial a Julia y a Lenny que se volvieron grandes amigas en tan poco tiempo y juntas formamos el MAL. A Xavi, Simón, Merlo y Christian; por compartir el gran sentimiento hacia la Geofísica. A Chava, Meme, Chucho, Carlitos, Jovany, Angelo y Raül por darme ratos de diversión y apoyo en estos 2 años. A Darío, Manuel, Makina, Sahid, Desi, Anita, Pany y Cecy por compartir momentos amenos.

De igual manera, a personas en la facultad que formaron parte en estos dos años al Dr. Velasco, a Karlita, al M.C. Daniel, al Dr. Carlos, al Dr. Montalvo, al Ing. Jhony, al Maestro Soto, al Dr. Chávez y a la maestra Dülmer.

Mis mejores amistades de la licenciatura que me apoyaron cuando tome esta decisión; los apreció y los quiero mucho Marlene González, Liz Guerra, Andrea Melo, Ericka Comparán, Ana Gaytán, Sarita, Jessy. A mis amigos geofísicos Gustavo, Piesito, Viky, Hernán, Darío.

---

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN .....	11
1.2 Planteamiento del problema .....	12
1.3 Hipótesis .....	13
1.4 Objetivos .....	13
1.5 Metodología.....	14
MARCO TEÓRICO.....	15
2.1 Atenuación sísmica.....	15
2.2 Estimación del factor $Q$ .....	18
2.3 Modelo para $Q$ .....	20
2.4 Compensación de la atenuación sísmica .....	21
2.5 Modelado de atenuación sísmica.....	22
2.5.1 Teoría del modelo convolucional no estacionario .....	22
2.5.2 Teoría de la propagación de onda descendente .....	25
METODOLOGÍA .....	28
3.1 Métodos de estimación del factor de calidad sísmico $Q$ .....	28
3.1.1 Método de cocientes espectrales .....	28
3.1.2 Método del filtro de acople (Match Filter Method) .....	34
3.2 Modelado de atenuación sísmica.....	35
3.2.1 Modelo convolucional no estacionario .....	35
3.2.2 Propagación de onda descendente .....	37
Filtro $Q$ inverso convencional .....	37
Filtro $Q$ Inverso estable .....	39
RESULTADOS.....	41
4.1 Estimación del factor $Q$ .....	41

---

ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE ATENUACIÓN  $Q$   
EN SECCIONES SÍSMICAS

---

4.1.1 Método de cocientes espectrales	43
4.1.2 Método de filtro de acople (Match Filter Method)	45
4.2 Compensación de la atenuación .....	48
4.2.1 Filtro $Q$ inverso con el modelo convolucional de la tierra (Hale, 1981)	48
4.2.2 Compensación por medio de la propagación de onda descendente	50
4.3 Análisis con datos sísmicos reales.....	57
4.3.1 Estimación del factor $Q$	58
4.3.2 Compensación de la atenuación sísmica	59
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	62
REFERENCIAS .....	64
ANEXOS .....	67
A.1 Modelo de capas horizontales .....	67
A.2 Método $QVO$ ( $Q$ versus Offset) .....	74
A.3 Compensación de la atenuación .....	77

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Fenómenos que causan la pérdida de energía durante el trayecto que sigue una onda sísmica (Modificado de Reynolds, 2011).....	15
Figura 2.2. Efecto de la atenuación intrínseca de una onda sinusoidal.....	16
Figura 2.3. Efecto del factor $Q$ en una traza sísmica. a) Los parámetros de velocidad y densidad producen la respuesta de una sola traza. b) Con el efecto de la atenuación con un factor $Q= 200$ afecta el nivel de amplitudes y la forma de onda conforme el tiempo transcurre.....	18
Figura 2.4. Efecto que tiene el parámetro del factor $Q=100$ . En la parte superior se muestra una ondícula que cambia su amplitud y forma de onda con respecto al tiempo. En la parte inferior se muestra la reducción del espectro de amplitud y el cambio del contenido de frecuencias de cada pulso en diferentes tiempos.....	19
Figura 2.5. Sección sísmica apilada. a) Antes de la corrección por filtrado $Q$ inverso, se observa la robustez en las trazas. b) Después del filtro $Q$ inverso, se aprecia la mejoría en la sección del evento (Wang, 2008). .....	21
Figura 2.6. Modelo convolucional de la Tierra.....	22
Figura 2.7. Representación matricial del modelo convolucional estacionario a) Se muestra la matriz de la ondícula fuente a distintos tiempos b) El vector de la serie de reflectividades c) El vector resultante del producto de la matriz de la ondícula fuente con el vector de reflectividades (Margrave, 1998). .....	23
Figura 3.1. A) Espectros de amplitud de una traza sísmica a distinto tiempo. B) Logaritmo del cociente de los espectros de A). .....	29
Figura 3.2 A) CMP (punto medio común) (Modificado de xsgeo.com). B) Las trazas resultantes para un CMP Gather antes de la corrección NMO, se observa que a mayor offset disminuye su amplitud y cambia la forma en la onda sísmica.....	30
Figura 3.3. Corrección por NMO de un CDP gather A) CDP antes de la corrección por NMO. B) Gráfica de Semblanza. C) CDP gather después del análisis de velocidad, se observa que se recupera las amplitudes relativamente verdaderas, y es entonces donde se aplica la estimación del factor $Q$ por medio de cocientes espectrales. ....	31

---

ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE ATENUACIÓN  $Q$   
EN SECCIONES SÍSMICAS

Figura 3.4. A) Segundo reflector del CMP. B) Los respectivos espectros de amplitud observando que decae la frecuencia dependiendo el offset. ....	32
Figura 3.5. Diagrama de flujo para la estimación del factor $Q$ por medio del método $QVO$ (Modificado de Dasgupta & Clark, 1998).....	33
Figura 3.6. Muestra la respuesta de la Tierra que es la convolución de las reflectividades por el factor $Q$ . ....	36
Figura 3.7. Ejemplo esquemático de la compensación de atenuación por medio de la ecuación de la onda. ....	39
Figura 4.1. CMP gather de las trazas sísmicas sintéticas libre de ruido. ....	41
Figura 4.2. CMP antes del apilado, mostrando trazas con ruido tipo gaussiano a un SNR=60 de los datos sísmicos sintéticos. ....	42
Figura 4.3. Gráficas de las pendientes vs. el cuadrado del offset: A) Primer Reflector, B) Segundo reflector, C) Tercer reflector y D) Cuarto reflector.....	43
Figura 4.4 Gráficas de las pendientes de los cocientes espectrales a distintos offset con respecto del cuadrado del offset cuando las trazas contienen ruido.....	44
Figura 4.5. Resultados de la estimación con el filtro de acople mostrando las estimaciones con * A) Primer a segundo reflector, B) Segundo a tercero reflector, C) Tercer a cuarto Reflector y D) Cuarto a quinto reflector. ....	46
Figura 4.6. Resultados para el filtro de acople cuando los datos tienen ruido. A) Primer a segundo reflector, B) Segundo a tercero reflector, C) Tercer a cuarto Reflector y D) Cuarto a quinto reflector. ....	47
Figura 4.7. Comparación de la compensación de la atenuación de trazas sísmicas sintéticas sin ruido. A) Antes del filtrado $Q$ inverso. B) Después del filtrado $Q$ inverso convencional. ....	48
Figura 4.8. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado $Q$ inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado $Q$ inverso. ....	49
Figura 4. 9. Comparación de la compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas con ruido. A) Antes del filtrado $Q$ inverso B) Después del filtrado $Q$ inverso convencional. ....	50

ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE ATENUACIÓN  $Q$   
EN SECCIONES SÍSMICAS

---

Figura 4.10. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado $Q$ inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado $Q$ inverso. ....	50
Figura 4.11. Comparación de la compensación de la atenuación en el dominio del tiempo a trazas sísmicas sintéticas. a) Antes del filtrado $Q$ inverso b) Después del filtrado $Q$ inverso convencional.....	51
Figura 4.12. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado $Q$ inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado $Q$ inverso. ....	51
Figura 4.13. Compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas con ruido. A) Antes del filtrado $Q$ inverso b) Después del filtrado $Q$ inverso.....	52
Figura 4.14. Arriba, el espectro de amplitud de las frecuencias en datos sísmicos sintéticos con ruido. Abajo: Se puede apreciar el espectro de amplitud de la compensación de frecuencias que se obtiene cuando se aplica el filtrado $Q$ inverso convencional.....	53
Figura 4.15. Compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas sin ruido A) Antes del filtrado $Q$ inverso estable b) Después del filtrado $Q$ inverso estable. ....	54
Figura 4.16. Espectros de amplitud. Arriba: Espectro de amplitud de las frecuencias promedio antes del filtro $Q$ inverso estable. Abajo: Espectro de amplitud de las frecuencias después del filtrado $Q$ inverso.....	55
Figura 4.17. Compensación de la atenuación sísmica a datos sísmicos con ruido a) Antes del filtrado $Q$ inverso estable b) Después del filtrado $Q$ inverso estable. ....	56
Figura 4.18. Espectro de amplitud de las trazas sísmicas sintéticas con ruido. Abajo: Espectro de amplitud cuando el filtrado $Q$ inverso estable es aplicado,.....	56
Figura 4.19. Sección sísmica de la línea 31-41 de Alaska, en recuadro rojo se observa la parte que se tomó para realizar tanto la estimación como la compensación.....	57
Figura 4.20. Estimación del factor $Q$ por medio de cocientes espectrales. A) Se muestra un CMP, el recuadro celeste es la ventana considerada para la estimación. B) Acercamiento de la ventana seleccionada donde los reflectores son seleccionados en rojo. C) Espectros de amplitud de un reflector. D) Gráfica de las pendientes contra el cuadrado del offset.....	58
Figura 4.21. Comparación de espectros de amplitud para los datos reales.....	60

---



Figura 4.22. Comparación de la aplicación del filtro $Q$ inverso en una sección sísmica real para la compensación de la atenuación. Arriba se muestra el intervalo antes del filtro $Q$ inverso y Abajo, se muestra después del filtro $Q$ inverso observando una mejor imagen en esta.....	61
Figura A.1. Modelo para la generación de los datos sísmicos sintéticos.....	67
Figura A.2. Comparación del efecto de la atenuación presente en un tiro en los datos sísmicos sin ruido. A) Sin atenuación presente. B) Se incorpora la atenuación por medio del factor $Q$ .....	68
Figura A.3. Pre procesamiento de un CMP Gather. A) CMP Gather antes del análisis de velocidad. B) Después de la corrección por NMO .....	69
Figura A.4. Captura de pantalla para demostración de la selección de los reflectores de interés, en este caso el primero y el segundo. ....	69
Figura A.5. Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El primer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del primer reflector. C) El segundo reflector en dominio de tiempo y D) Las frecuencias de las trazas. ....	70
Figura A.6 Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) Segundo reflector en el dominio del tiempo. B) Las frecuencias de las trazas del segundo reflector. C) El tercer reflector en dominio de tiempo, D) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector....	70
Figura A.7 Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El tercer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector. C) El cuarto reflector en dominio de tiempo, D) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector...	71
Figura A.8 Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El cuarto reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector. C) El quinto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del quinto reflector.	71
Figura A.9. Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El primer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del primer reflector. C) El segundo reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas.....	72
Figura A.10. Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El segundo reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del segundo reflector. C) El tercer reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas.....	72

ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE ATENUACIÓN  $Q$   
EN SECCIONES SÍSMICAS

---

Figura A.11. Cima y base del intervalo del factor $Q$ buscado. A) El tercer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector. C) El cuarto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector....	73
Figura A.12 Cima y base del intervalo A) El cuarto reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector. C) El quinto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del quinto reflector.....	73
Figura A.13 Ventana de los cocientes espectrales entre los dos reflectores.....	74
Figura A.14. Captura de pantalla de la selección del decaimiento de la amplitud en las frecuencias.....	75
Figura A.15. Ventana de la selección para el cálculo de las pendientes.....	75
Figura A.16. A) Ventana de los espectros de amplitud entre el segundo y tercer reflector observando el decaimiento, en negro el cociente espectral logarítmico B) Se muestra la selección de los datos en rojo que contenían el decaimiento de la amplitud.....	77
Figura A.17 Selección de reflectores de interés para realizar la compensación de la atenuación sísmica.....	78

---

---

**LISTA DE TABLAS**

Tabla 4.1. Estimación del factor $Q$ para datos libres de ruido.....	44
Tabla 4.2. Valores de la estimación del factor $Q$ para datos con ruido.....	45
Tabla 4.3. Valores estimados del factor $Q$ para datos sin ruido.....	46
Tabla 4.4. Valores estimados del factor $Q$ para datos con ruido.....	47
Tabla 4.5. Resultados de los valores de la estimación de factor $Q$ y su media.....	48
Tabla A.1. Valores de densidades, velocidades y factor $Q$ del modelo de capas horizontales.....	68

## RESUMEN

El estudio de la atenuación sísmica es muy complejo debido a la naturaleza de la onda al propagarse (absorción) y al efecto que produce la gran heterogeneidad del interior de la Tierra (dispersión). La correcta estimación del factor  $Q$  y la aplicación del su filtro inverso conducen a una mejor calidad de imagen sísmica. En este trabajo se estudió el efecto que tiene la atenuación en los datos sísmicos de reflexión, con implementación de algoritmos tanto para estimar adecuadamente el factor  $Q$  y para realizar la compensación de la misma. Los métodos utilizados para la estimación del factor  $Q$  son: cocientes espectrales adaptado a datos de reflexión, y por medio de un filtro de *acople*. La compensación de atenuación parte de los modelos propagación de onda descendente y modelo convolucional de la Tierra. Estimaciones de alta atenuación (valores de  $Q$  bajos) representan una alta pérdida de componentes de frecuencia, por lo que al aplicar la compensación se genera alta inestabilidad por la adición de ruido numérico. La metodología se aplicó dentro del flujo de procesamiento sísmico en la etapa de pre-apilamiento para estimar la atenuación en los diferentes CMP y la compensación se realizó sobre los datos sísmicos apilados. La implementación de la metodología fue aplicada a datos sintéticos de sísmicos de reflexión sin ruido y con adición de éste, y posteriormente en la aplicación a una línea sísmica con datos reales. Los resultados muestran un incremento en la calidad de imagen sísmica con un mejoramiento de la relación señal-ruido, la calidad de imagen se manifiesta en el fortalecimiento de amplitudes sísmicas y eliminación de ruido previo a la compensación por atenuación.

**ABSTRACT**

Seismic attenuation studies are complex due the wave nature as it propagates (absorption) and the effect produced by the heterogeneity of the earth interior (dispersion). Adequate  $Q$  factor estimates and the application of its inverse filter lead to a better seismic quality. I studied the effect of the attenuation in reflection seismic data, with an implementation of algorithms to adequately estimate the  $Q$  factor and perform its itself the compensation. The implemented methods are: spectral ratios adapted to reflection data, and by a match filter method. The attenuation compensation was derived from the model of downward propagation and convolutional model of the Earth. High attenuation estimates (low  $Q$  values) represent a high loss of frequency components, so that when applying the compensation, high instability is generated by the addition of numerical noise. The methodology was applied within the seismic processing flow in the pre-stacking stage to estimate the attenuation at different CMPs and the compensation was performed on the stacked seismic data. The implementation of the methodology was applied to synthetic traces seismic reflection without noise and with addition of this, and then applied to a seismic line with real data. The results show an increase in the seismic image quality with an improvement of the signal to noise ratio and spectral amplitude gaining, the image quality is achieved in the strengthening of seismic amplitudes and noise suppression prior to compensation by attenuation.

## INTRODUCCIÓN

Con la necesidad de poder encontrar formaciones geológicas o secuencias sedimentarias que contengan algún indicio del contenido de fluidos, es necesaria una imagen sísmica nítida. Es fundamental tener una resolución sísmica que proporcione información relevante y confiable, que defina claramente el contraste de impedancia acústica entre las formaciones litológicas.

En la propagación de las ondas sísmicas a través del interior de la Tierra se presenta una pérdida de energía través del medio (Kjartansson, 1979). Los principales causantes son: la absorción, la dispersión, la expansión geométrica, la transmisión y reflexión parcial de la energía en límites acústicos (Reynolds, 2011). Este trabajo se centra en la pérdida de energía que es causada por absorción y dispersión, quienes representan el concepto de atenuación sísmica (Futterman, 1962; Waters, 1981). Este efecto se observa en las trazas sísmicas como un decaimiento exponencial de la amplitud y un cambio de forma de onda, debido a la inelasticidad de la Tierra y heterogeneidades en el medio recorrido, teniendo como resultado una baja resolución vertical y decremento en la calidad de la imagen sísmica.

En el presente trabajo-se trata de cuantificar el parámetro o factor  $Q$ , el cual mide la pérdida de la energía total entre cada ciclo de onda (Sheriff & Geldart, 1995). La estimación del factor  $Q$  se realiza con diferentes metodologías; se hace un análisis y comparación de cada una de las técnicas. La adecuada estimación del factor de calidad  $Q$ , extraído de las trazas sísmicas, es fundamental para realizar una compensación de energía y reforzar los niveles de amplitud para mejorar la relación señal-ruído.

Existe una complejidad en el proceso para una estimación correcta del coeficiente de atenuación en datos sísmicos. Para datos de Perfil Sísmico Vertical (VSP por su significado en inglés) se ha demostrado que los valores estimados son más acertados (Bath, 1974; Tonn, 1991; Blias, 2012). Sin embargo, para datos sísmicos de reflexión se

presenta un inconveniente debido al tiempo doble de viaje en la onda sísmica, y se reduce la confiabilidad del resultado.

Este trabajo realiza un análisis comparativo de métodos para estimar el factor de atenuación  $Q$  y para la inversión en modelos sintéticos y datos reales de sísmica de reflexión. Para compensar la atenuación en los modelos sintéticos se utiliza el modelo convolucional de la Tierra y el modelo de propagación de onda descendente. Para lo anterior, se implementan las siguientes técnicas: a) Método de cocientes espectrales por medio de QVO (Dasgupta & Clark, 1998), b) Filtro de acople en el dominio del tiempo (Cheng & Margrave, 2011). c) Realización del filtro  $Q$  inverso, por deconvolución (Hale, 1981) d) filtro  $Q$  inverso inestable (Clearbout, 1976) (e) Filtro  $Q$  inverso estable (Wang, 2002).

El desarrollo e implementación de los métodos permite hacer un análisis sobre las ventajas y desventajas de las técnicas utilizadas. Se deduce cuál de las técnicas puede llevar a cabo una compensación favorable de la atenuación, dependiendo de las condiciones de los datos, como el contenido de ruido, fase del procesamiento donde se aplica (pre-apilamiento, post-apilamiento, etc.), antes o después de una migración sísmica, etc. (Zhang & Ulrych, 2002). La selección de una metodología adecuada arroja como resultado una mejor resolución en el fortalecimiento de amplitudes en la imagen sísmica, aportando un gran beneficio en la interpretación de los datos descartando falsa información y/o caracterizando mejor estructuras geológicas.

## 1.2 Planteamiento del problema

Los efectos que modifican el espectro de la ondícula fuente, en amplitud y fase son causados por la atenuación sísmica. Los procesos en la estimación del factor  $Q$  son de importancia para la interpretación de los datos sísmicos, puesto que se usan para revertir los cambios en amplitud y fase que provoca la atenuación. De esta manera se logra el mejoramiento de la calidad de un conjunto de trazas que forman la imagen sísmica. En el caso de este trabajo, es necesario realizar una correcta y adecuada estimación del

parámetro o factor  $Q$ , y emplearlo en un modelo de inversión para restaurar las amplitudes y frecuencias que fueron debilitadas por el proceso de atenuación. En sismología de reflexión, el trayecto doble de una onda reflejada hace que el procedimiento de estimación de atenuación sea complicado. La dificultad surge cuando se trata de compensar amplitudes y frecuencias partiendo de algo que ha sido completamente atenuado, por lo tanto, existen métodos que tienen menos incertidumbre en la corrección de los datos.

### 1.3 Hipótesis

Se pueden recuperar a componentes de las frecuencias que fueron perdidas durante la propagación de ondas sísmicas debido a la atenuación, es necesario un método adecuado que estime el factor  $Q$ , para conocer el coeficiente de atenuación y un método que pueda corregir las trazas sísmicas por medio de un filtro  $Q$  inverso.

### 1.4 Objetivos

#### General

- Mejorar la calidad de una imagen sísmica, corrigiendo los efectos que la atenuación produce en los datos sísmicos, el cambio de forma de onda que se produce y compensando la disminución en amplitud.

#### Específicos

- Analizar cuáles son las ventajas y limitaciones que existen tanto en la estimación como en la compensación de la atenuación en las diferentes metodologías aplicadas.



- Obtener una adecuada estimación del factor  $Q$  en datos sísmicos de reflexión, considerando el incremento del viaje de la onda reflejada, para esto es necesario un análisis del comportamiento de la onda sísmica y la atenuación que se genera en ella.

## 1.5 Metodología

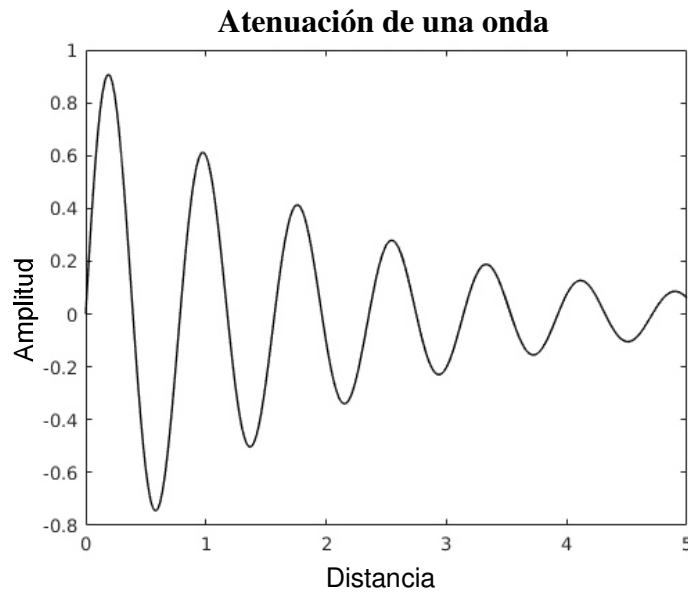
- Considerando que la atenuación es un factor principal en la disminución de la resolución vertical de los datos sísmicos, es importante el estudio y comprensión de la misma, es por ello que en el primer capítulo se dan los conceptos relacionados a este trabajo.
- A partir de las estimaciones del factor  $Q$ , mediante diferentes metodologías, implementar los filtros inversos de atenuación  $Q$  para llevar a cabo la compensación de pérdida de amplitud y fase, así pues, en el segundo capítulo se muestran cómo se realizó cada uno de ellos.
- En el tercer capítulo se encuentran los resultados obtenidos en este trabajo para cada uno de los métodos en datos sísmicos sintéticos, y en una sección sísmica de libre acceso.



atenuación  $\alpha$  inherente en la ecuación (2.1). Entonces, la amplitud a una cierta distancia es medida por el decaimiento exponencial causado por el coeficiente de atenuación  $\alpha$  y es definida como:

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} \quad (2.1)$$

Donde  $A_0$  es la amplitud original y  $x$  es la distancia recorrida por la onda. La Figura 2.2 muestra una onda atenuada en función de la distancia, este gráfico se rige por la ecuación (2.1) que involucra el parámetro de atenuación  $\alpha$ .



**Figura 2.2. Efecto de la atenuación intrínseca de una onda sinusoidal.**

El coeficiente de atenuación  $\alpha$ , definido como la ecuación (2.2) puede ser expresado en neper/ longitud de onda o neper/ciclo, y se define por medio del factor de calidad  $Q$ , siendo inversamente proporcional entre ellos.

$$\alpha = \left( \frac{\omega}{2cQ} \right) \quad (2.2)$$

Donde,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $c$  es la velocidad de fase.

La *dispersión* o *scattering* es el cambio de forma de onda debido a la inelasticidad de la Tierra y heterogeneidades que existen en el medio, provocando cambio en la

velocidad, y a su vez en la frecuencia. Futterman (1962) muestra que la atenuación es consistente con la teoría lineal de la propagación de ondas, en la cual la dispersión es una consecuencia necesaria de la absorción.

El factor de calidad  $Q$ , usualmente se define como el cociente de la máxima energía almacenada durante un ciclo y la pérdida de energía durante ese ciclo (Tonn, 1991; Sheriff & Geldart, 1995).

$$Q = 2\pi \left( \frac{\varepsilon}{\Delta\varepsilon} \right) \quad (2.3)$$

Donde  $\left( \frac{\varepsilon}{\Delta\varepsilon} \right)$  es la fracción de energía perdida por ciclo.

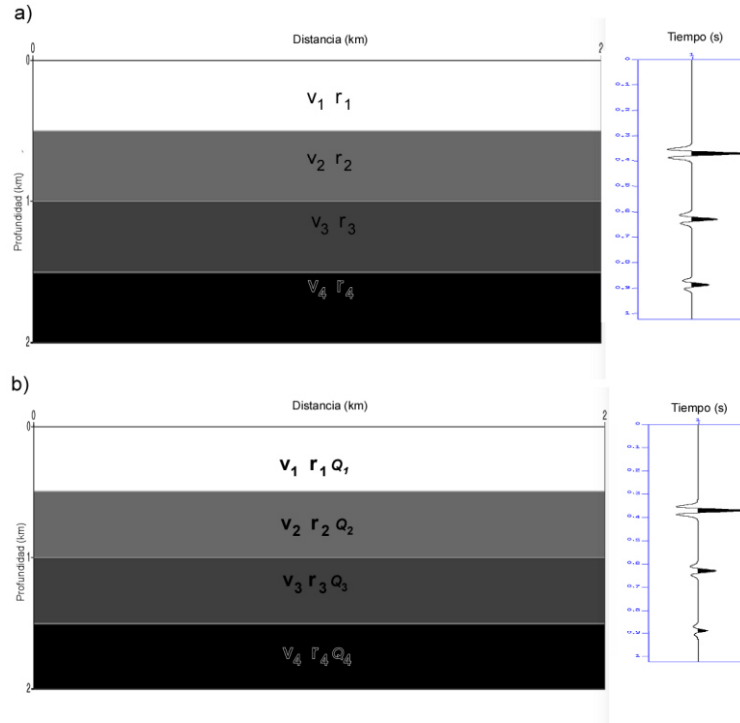
Retomando las ecuaciones (2.1) y (2.2) donde la absorción es la relación entre el factor  $Q$  con la distancia de viaje, se puede expresar entonces a la amplitud de una onda plana en función del tiempo como

$$A(\tau, \omega) = A_0 \exp \left[ -\frac{\omega\tau}{2Q} \right], \quad (2.4)$$

Siendo  $\omega = 2\pi f$ , el valor  $Q^{-1}$  es un valor promedio sobre un intervalo de tiempo  $\tau$ .

Un modelo simple y apropiado para representar la atenuación de una onda sísmica, se representa mediante el factor  $Q$  independiente de la frecuencia. Este modelo es el más utilizado en el procesamiento de datos sísmicos, ya que reproduce en su mejor aproximación a la dispersión de las velocidades de fase dentro del ancho de banda de la frecuencia sísmica (Kolsky, 1956; Kjartansson, 1979).

En la Figura 2.3 se muestra un ejemplo de cómo el valor del factor  $Q$  afecta una traza sísmica, con valores iguales de velocidad y densidad en ambos modelos, a uno de ellos, se le agregó el parámetro de atenuación  $Q$ . La consecuencia principal es la disminución de la amplitud en sus ondícula.



**Figura 2.3. Efecto del factor  $Q$  en una traza sísmica. a) Los parámetros de velocidad y densidad producen la respuesta de una sola traza. b) Con el efecto de la atenuación con un factor  $Q=200$  afecta el nivel de amplitudes y la forma de onda conforme el tiempo transcurre.**

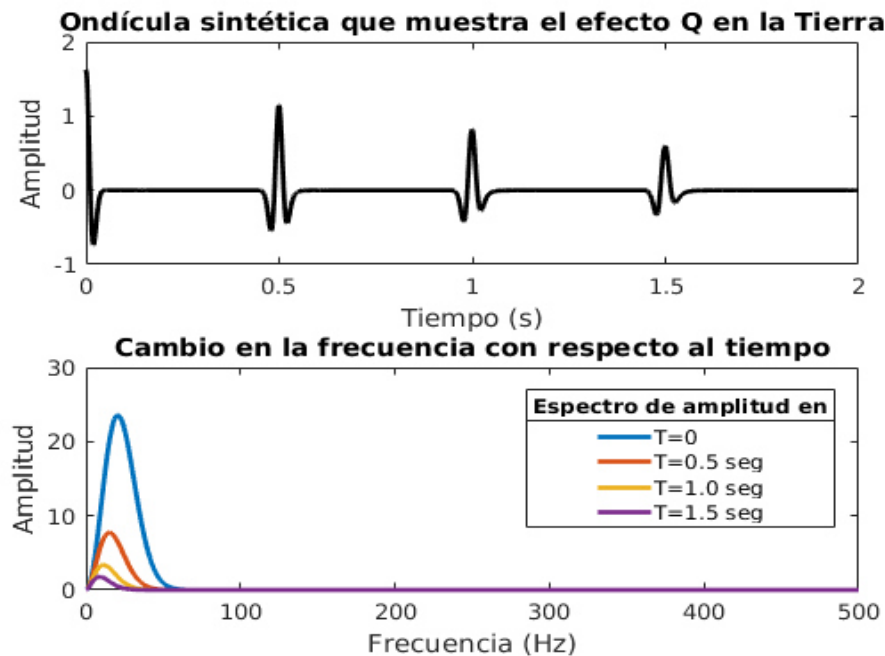
## 2.2 Estimación del factor $Q$

El factor de atenuación sísmico, usualmente expresado como el factor de calidad  $Q$  es inversamente proporcional a la atenuación. Este factor es convencionalmente estimado de las trazas sísmicas que representan las señales de transmisión a través de una secuencia de estratos de un modelo sísmico estratigráfico (Tonn, 1991).

El proceso para estimar el factor  $Q$  parte del análisis espectral de una ondícula de fuente sísmica que se propaga y se identifica en una traza a tiempos diferentes  $a_1(t)$  y  $a_2(t)$ , éstas, tendrán los espectros de amplitudes correspondientes  $|A_1(f)|$  y  $|A_2(f)|$ . La Figura 2.4 muestra en la parte superior los pulsos sísmicos identificados a diferentes tiempos y en la parte inferior los espectros de amplitud para cada pulso. Es de notar que el espectro de amplitud disminuye conforme el pulso viaja a través del tiempo, de la misma

manera el contenido de frecuencias es desplazado hacia frecuencias menores. Un análisis de los cambios exponenciales en las amplitudes a distintos tiempos permite estimar el factor  $Q$ . Las estimaciones del valor de  $Q$  se llevan a cabo mediante diferentes métodos, y la selección de un método adecuado es crucial para una estimación correcta. Bajas estimaciones y sobre estimaciones del factor  $Q$  podría proveer información equívoca, para llevar a cabo un mejoramiento de la calidad de imagen sísmica.

Para la selección del método adecuado en la estimación debe de considerarse los tipos de datos que se maneja; tipo VSP, datos de registros de pozo, y/o datos de reflexión. De igual manera, si se cuenta con el apoyo de información complementaria (petrofísicos, sónicos, tomografías), y cuál es el objeto de estudio, es decir, si se trabajará de manera general; implementar para un conjunto de datos sísmicos, o más específico cuando se desea estudiar fracturas (Chichinina,2016), delimitar algún cuerpo geológico , o un medio poroso.



**Figura 2.4. Efecto que tiene el parámetro del factor  $Q=100$ . En la parte superior se muestra una ondícula que cambia su amplitud y forma de onda con respecto al tiempo. En la parte inferior se muestra la reducción del espectro de amplitud y el cambio del contenido de frecuencias de cada pulso en diferentes tiempos.**

### 2.3 Modelo para $Q$

Existen varios modelos que expresan las diferentes definiciones para el coeficiente de atenuación o absorción y diferentes definiciones para la velocidad de fase o dispersión. De acuerdo al principio de causalidad (Futterman, 1962; Aki & Richards, 2002), la presencia de atenuación requiere dispersión, entonces, la dispersión deberá siempre ser acompañada de absorción, y ambas pueden ser relacionadas.

Según el modelo básico de Kolsky (1953), debido a los efectos de dispersión y absorción de un medio visco acústico puede ser representado como

$$Q(\omega) = \frac{|\omega|}{2\alpha(\omega)v(\omega)} \quad (2.5)$$

con frecuencia angular  $\omega$ , velocidad de fase  $v(\omega)$ . Siendo la atenuación lineal a la frecuencia sobre los valores del ancho de banda sísmica.

Futterman (1962), sugirió que la relación entre absorción y dispersión puede ser de tipo Kramers-Kröning (Kröning, 1926; Kramers, 1927), la cual satisface una condición de dispersión que es necesaria para preservar la causalidad de una ondícula propagada. Usando la relación de atenuación y dispersión, la parte real del número de onda  $k$  puede ser determinado de los valores de la parte imaginaria sumada sobre el rango de valores de frecuencias para movimientos de ondas lineales.

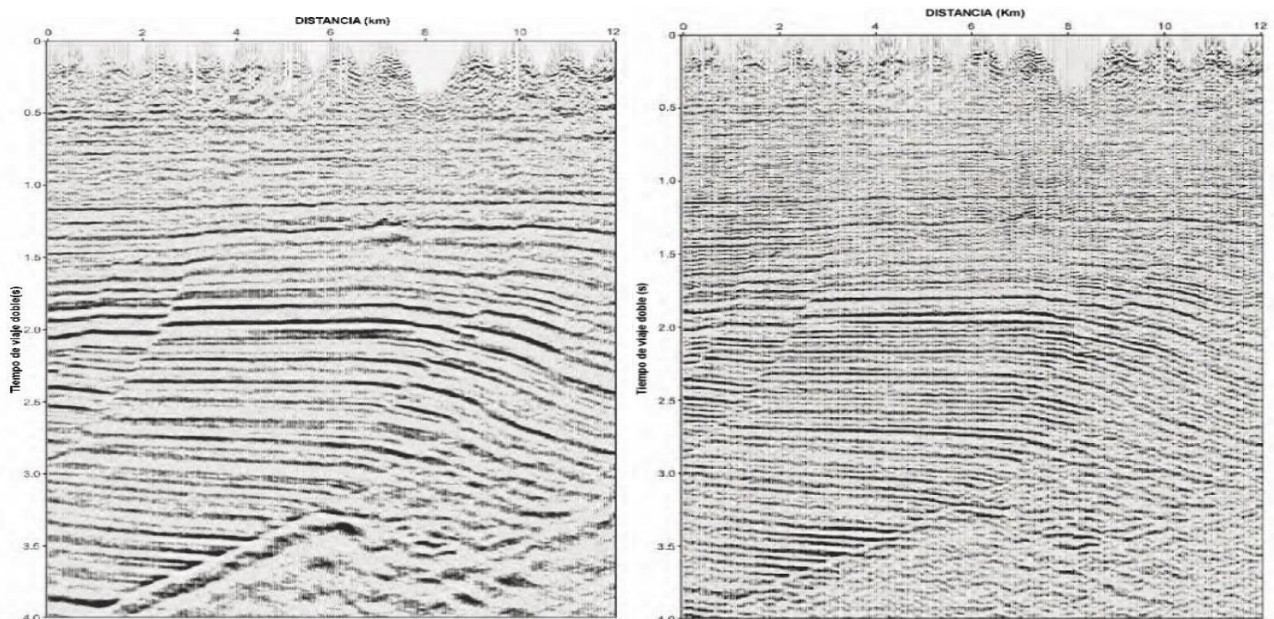
Para poder adoptar el modelo de Kolsky (1956), se debe satisfacer la condición de retraso mínimo en un medio dispersivo (relación Kramers- Kroning). Entonces, se toma en cuenta que el coeficiente de atenuación  $\alpha(\omega)$  es lineal sobre el rango de las observaciones de las frecuencias medidas. Así, si el movimiento de onda es lineal entonces el principio de superposición es válido y se pueden sumar todas las ondas planas compensadas por el filtro para poder formar una sola traza sísmica, entonces:

$$\alpha(\omega) = \frac{|\omega|}{2v_r Q_r} \quad (2.6)$$

Donde  $v_r$  y  $Q_r$  son la velocidad de fase y el valor de  $Q$  a una frecuencia de referencia.

## 2.4 Compensación de la atenuación sísmica

En la Figura 2.4 se mostró con una sola traza, que el efecto de atenuación establece una fuerte dependencia de la disminución de la amplitud espectral y cambio de frecuencias dominantes (cambio de forma de onda), de un pulso que se propaga en el tiempo. Esto mismo se extiende sobre un conjunto de trazas que forman una imagen sísmica, en ésta se muestran los cambios estratigráficos a manera de una alineación de pulsos, que puede mostrarse de manera robusta tal como se muestra a la izquierda de la Figura 2.5. Si se compensa la pérdida de amplitud y cambio de frecuencia (de forma de onda en el tiempo), mediante la aplicación del factor  $Q$  inverso, se logra una compresión de los pulsos y consecuentemente un mejor alineamiento, esto lleva al concepto de mejoramiento de calidad de imagen y resolución sísmica vertical. La Figura 2.5 en la parte derecha muestra un mejoramiento de imagen y resolución sísmica después de haber aplicado la compensación mediante el filtro  $Q$  inverso. Diversos trabajos al respecto son el filtrado  $Q$  inverso de Hargreaves y Calvert (1991), Wang (2002), Zhang y Wapenaar (2002), entre otros, y la deconvolución no estacionaria de Clark (1968), Koehler y Taner (1985) y Margrave (1998) por mencionar algunos.



**Figura 2.5. Sección sísmica apilada. a) Antes de la corrección por filtrado  $Q$  inverso, se observa la robustez en las trazas. b) Después del filtro  $Q$  inverso, se aprecia la mejoría en la sección del evento (Wang, 2008).**



## 2.5 Modelado de atenuación sísmica

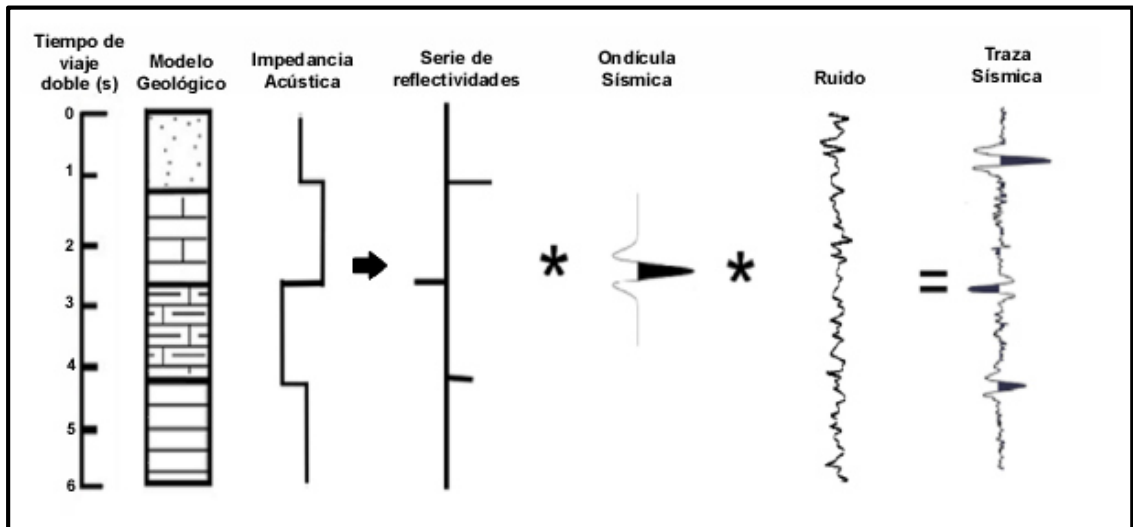
### 2.5.1 Teoría del modelo convolucional no estacionario

Para estimar la atenuación sísmica se generan trazas sintéticas utilizando el modelo convolucional y se incorpora el factor atenuación en la propagación de la onda. El modelo de convolución no estacionario es usado para incorporar la atenuación dentro de la traza sísmica (Clark, 1968; Margrave, 1998).

Una traza sísmica reflectiva es usualmente formada por la convolución de la respuesta de la Tierra formada por los coeficientes de reflexión con una ondícula fuente.

$$s(t) = w(t) * r(t) = \int_{-\infty}^{\infty} w(t - \tau)r(\tau)d\tau \quad (2.7)$$

Siendo  $s(t)$  la traza sísmica,  $w(t)$  la ondícula de fuente y  $r(t)$  las reflectividades de las capas en la Tierra representada en el tiempo de viaje doble, y el símbolo “\*” denota la convolución. El modelo convolucional se muestra en el esquema de la Figura 2.6.



**Figura 2.6. Modelo convolucional de la Tierra.**

El modelo convolucional estacionario, asume que la ondícula fuente no presenta cambios en amplitud y forma respecto al tiempo. Sin embargo, en realidad la ondícula no permanece constante durante el transcurso del viaje, sino que cambia en amplitud y forma

de onda durante el tiempo de viaje doble  $w(t - \tau)$ , debido a la atenuación presente en la Tierra.

Para una forma de onda que ha recorrido una distancia  $z$ , en el dominio de la frecuencia, su espectro de amplitud es proporcional a la función en frecuencia angular

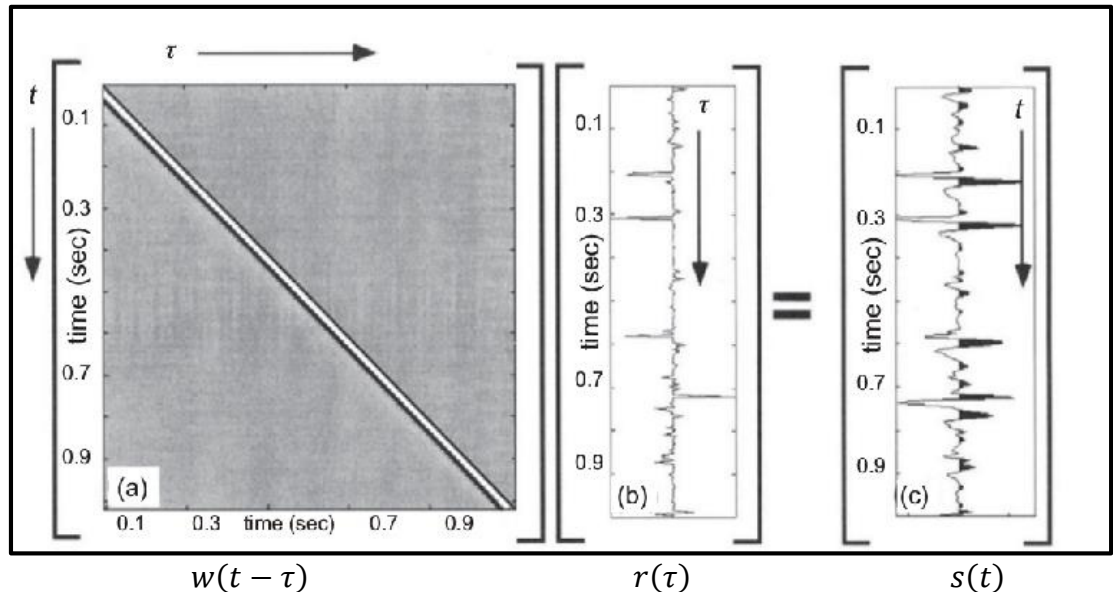
$$A(\omega) = \exp \left[ -\frac{|\omega|z}{2Qv} - i \frac{\omega z}{v} \right] \quad (2.8)$$

Donde  $v$  es la velocidad de propagación de la onda y  $Q$  es el factor de calidad de la Tierra.

La manera en que la ecuación (2.7) se emplea por medio de producto matricial es

$$s = Wr \quad (2.9)$$

Siendo  $s$  un vector que representa la traza sísmica,  $W$  es la matriz formada con la ondícula de fuente sísmica  $w(t)$ , y  $r$  es el vector de reflectividades. Cada columna de la matriz  $W$  corresponde a la ondícula de fuente desplazada en tiempo. La Figura 2.7 representa la operación matricial (2.9). La imagen en escala de grises es la matriz que en sus columnas contiene a la ondícula de fuente desplazada  $w(t - \tau)$  que multiplica al vector de reflectividades  $r(\tau)$  para originar el vector de la traza sísmica final  $s$ .

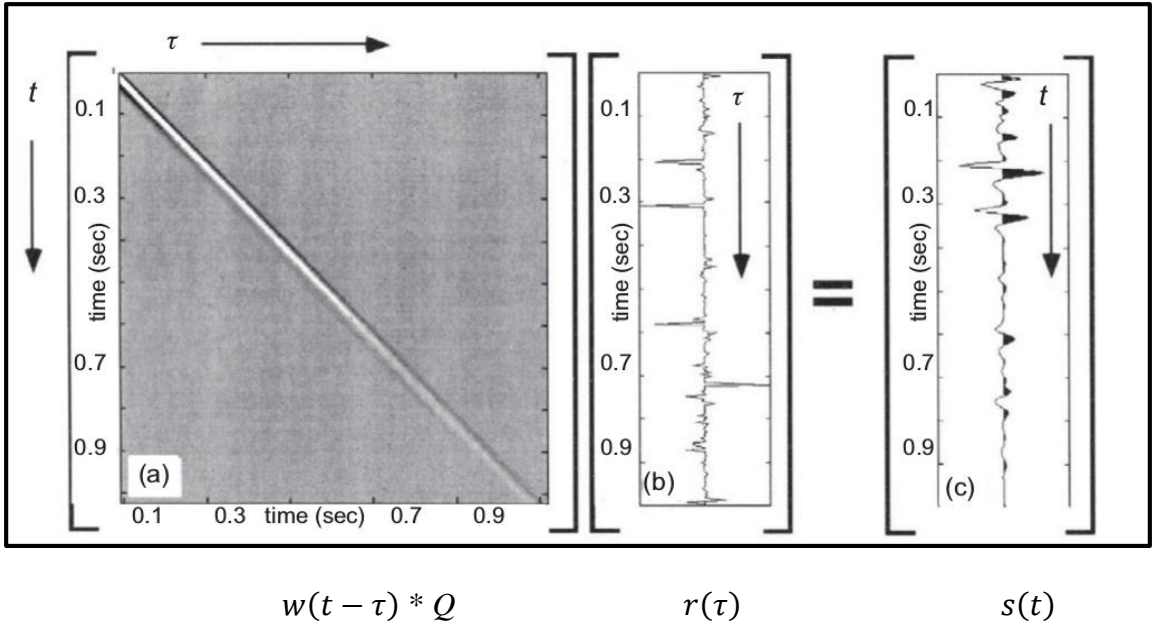


**Figura 2.7. Representación matricial del modelo convolucional estacionario a) Se muestra la matriz de la ondícula fuente a distintos tiempos b) El vector de la serie de reflectividades c) El vector resultante del producto de la matriz de la ondícula fuente con el vector de reflectividades (Margrave, 1998).**

El elemento clave para describir el modelo convolucional no estacionario es el cálculo de la respuesta impulsiva correspondiente al proceso de atenuación, por lo que se involucra el factor de atenuación  $Q$  en la ecuación (2.5) y se tiene

$$s = WQr \quad (2.10)$$

Este producto matricial se observa en la Figura 2.8, incluye los elementos de la atenuación para la fuente impulsiva que se propaga en el tiempo. Se puede notar en la matriz de escala de grises que la ondícula desplazada  $w(t - \tau)$ , disminuye su amplitud conforme el desplazamiento  $\tau$  incrementa.



**Figura 2.8. Representación matricial del modelo convolucional no estacionario** a) Se muestra la matriz de la ondícula fuente con respecto al tiempo incorporando el factor  $Q$ . b) El vector de la serie de reflectividades. c) El resultado del producto de las reflectividades con la ondícula fuente (Margrave, 1998).

El problema de la deconvolución es encontrar el vector de las reflectividades  $r$ , dada la traza sísmica  $s$ . Entonces de (2.10) se tiene

$$r(t) = (WQ)^{-1}s \quad (2.11)$$

Por lo que se tiene que obtener la matriz  $(WQ)$  que represente la ondícula atenuada, y después calcular su inversa.

### 2.5.2 Teoría de la propagación de onda descendente

Basado en la teoría de la continuación descendente del campo de onda, la atenuación puede ser introducida dentro de la ecuación de onda unidimensional

$$\frac{\partial^2 U(z, \omega)}{\partial z^2} + k^2 U(z, \omega) = 0 \quad (2.12)$$

Donde  $U(z, \omega)$  es una onda plana de frecuencia  $\omega$  que ya ha sido atenuada a través de la distancia de viaje  $z$  y número de onda  $k$ . La solución analítica descrita para este proceso de una onda plana viajando a una distancia  $z$  a un tiempo  $t$  está dada por:

$$U(z, \omega) = U_0(\omega) \exp[i(\omega t - kz)] \quad (2.13)$$

Siendo  $U_0(\omega)$  la Transformada de Fourier de un pulso propagado, y donde el valor  $k$  (número de onda) es representado como un valor complejo para una velocidad de fase dependiente de la frecuencia como

$$k = \frac{\omega}{v(\omega)} - i\alpha(\omega) \quad (2.14)$$

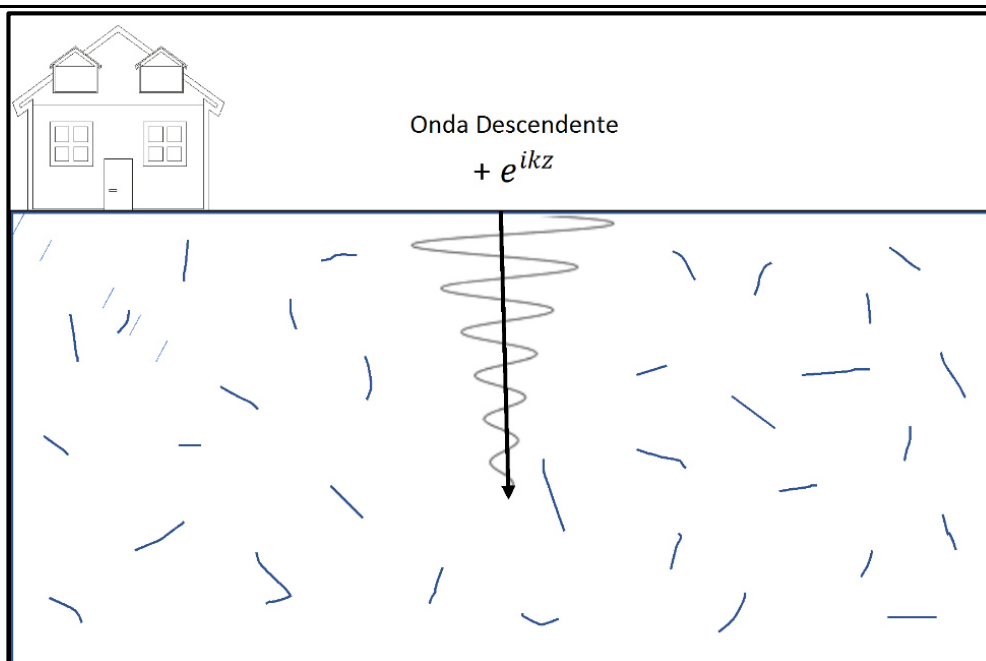
La velocidad de fase  $v(\omega)$  puede ser aproximada a velocidades de referencias tomadas como

$$\frac{1}{v(\omega)} \approx \frac{1}{v_r} \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right|^{-\frac{1}{\pi Q_r}} \quad (2.15)$$

Sustituyendo (2.14) en (2.13) da como resultado la forma de onda  $U(z, t)$  como

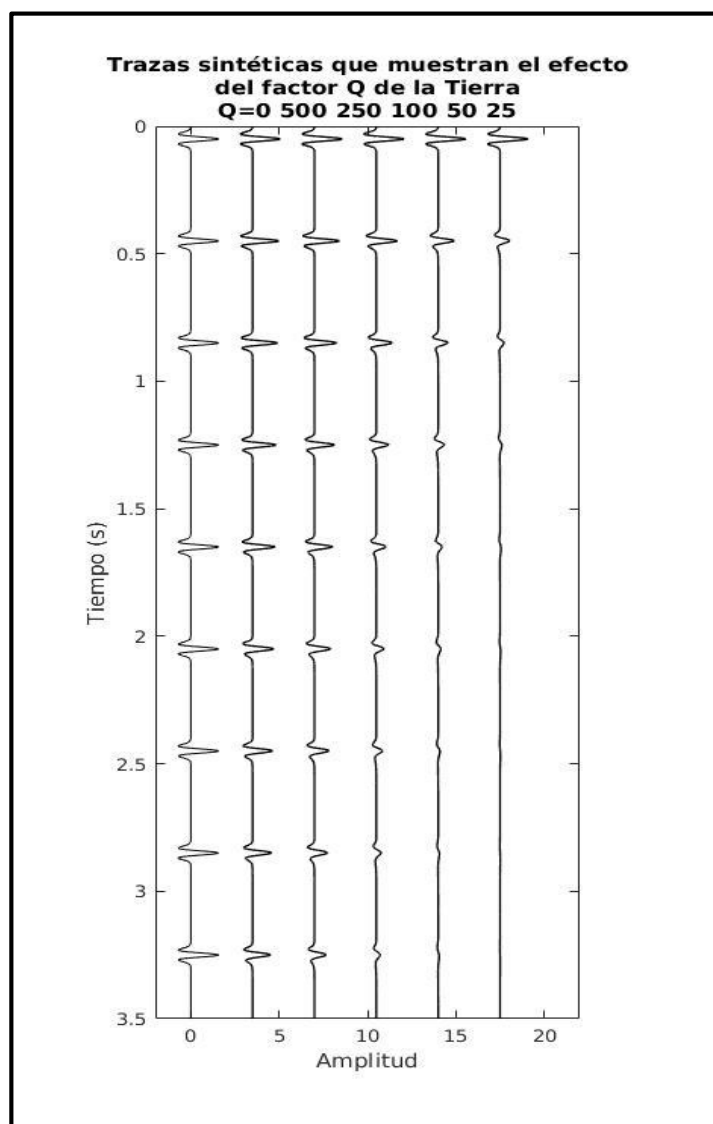
$$U(z, t) = U_0 \exp[-\alpha z] \exp[i(\omega t - \kappa z)] \quad (2.16)$$

Esta ecuación contiene dos operadores exponenciales, los cuales indican que  $\alpha$  es el coeficiente de atenuación o absorción, y  $\kappa = \text{Re}(k)$  está relacionado a la dispersión o al cambio de fase en la onda. La Figura 2.9 muestra un esquema simple para ejemplificar la propagación de una onda descendente.



**Figura 2.9. Esquema de la propagación de una onda plana descendente vertical desde una superficie libre.**

En la Figura 2.10 se observan seis trazas a las cuales se les aplicaron diferentes valores en el factor de atenuación,  $Q = 0, 500, 250, 100, 50, 25$ , usando la ecuación (2.13), con el fin de observar el efecto de  $Q$  sobre ellas. Se puede apreciar que entre menor sea el valor del factor  $Q$  mayor será la atenuación presente en las trazas; debido a esto en las últimas dos trazas con valores  $Q = 50, 25$  la ondícula tiende a desaparecer.



**Figura 2.10. Efecto que tiene el factor  $Q$  en una traza sísmica mediante la propagación de una onda descendente.**

En este capítulo se aportó las definiciones relacionadas al estudio de la atenuación sísmica, donde se introdujo el concepto de factor  $Q$  y la importancia en su estimación. Se presentó dos modelados incorporando a la atenuación y el uso de filtros  $Q$  inversos para la compensación de la misma. La información brindada, sirve de base para la comprensión de las metodologías expuestas a continuación, presentando más a detalle en el Anexo A.1.

## METODOLOGÍA

### 3.1 Métodos de estimación del factor de calidad sísmico $Q$

Debido a la dependencia de la atenuación con la frecuencia, las componentes de frecuencias altas son atenuadas más rápidamente que las de frecuencias bajas. El análisis cuantitativo del parámetro  $Q$  es complicado para datos de reflexión sísmica, debido al tiempo doble de viaje en la onda. Inicialmente se diseñaron métodos de estimación para datos de transmisión (Bath, 1974; Tonn, 1991; Blias, 2012).

#### 3.1.1 Método de cocientes espectrales

Este método propuesto por Dasgupta & Clark (1998), adapta el modelo de cocientes espectrales propuesto por Bath, (1974) a datos de reflexión. Justifica que las pendientes generadas a partir del decaimiento de amplitud en su espectro, varían linealmente con el cuadrado del offset ( $QVO$ ). Apoyándose en la geometría de la trayectoria de los rayos sísmicos y las variaciones en los tiempos de viaje dadas por la ecuación clásica de NMO (*Normal Move Out*).

Para una ondícula sísmica con una  $Q$  independiente en la frecuencia del ancho de banda de interés, tendrá un espectro de amplitud  $A_2(\omega)$  después de recorrer una distancia  $z$  a una velocidad de fase  $c$

$$|A_1(f)| = G|A_2(f)|\exp\left(\frac{-2\pi f z}{2Qc}\right) \quad (3.1)$$

Donde  $f$  es la frecuencia y  $G$  es toda la energía perdida que es independiente de la frecuencia; incluyendo divergencia esférica, pérdida de amplitud por transmisión y reflexión.

A partir de (3.1), considerando entonces dos ondas a diferentes tiempos  $t_1$  y  $t_2$ , donde  $t_2 > t_1$  entonces el espectro de la señal registrada a un tiempo  $t_2$  es:

$$|A_2(f)| = G|A_1(f)| \exp\left(\frac{-\pi f(t_2 - t_1)}{Q}\right) \quad (3.2)$$

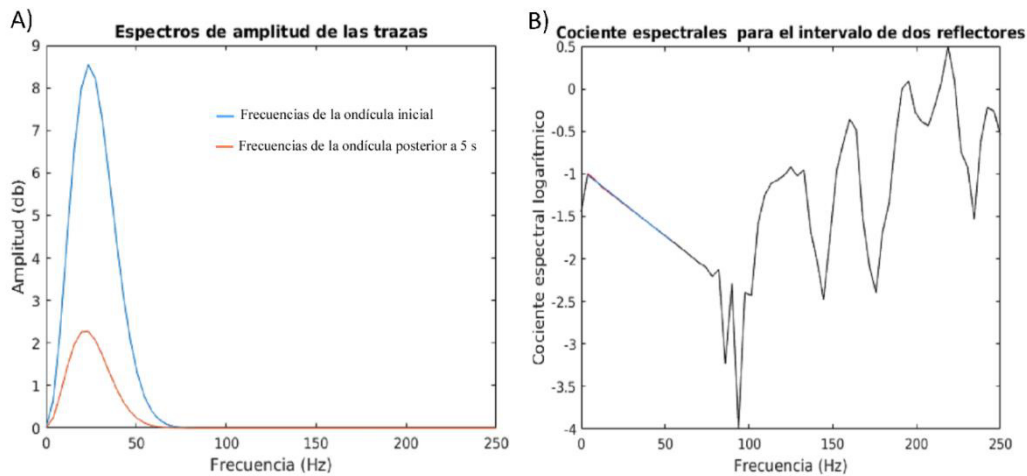
La amplitud objetivo  $A_2$  decae exponencialmente de una amplitud de referencia  $A_1$ , ese decaimiento es medido dividiendo el espectro de frecuencias de la onda a distintos tiempos

$$\ln \left[ \frac{A_2(f)}{A_1(f)} \right] = \ln \left( \frac{G(t_2)}{G(t_1)} \right) - \frac{\pi f(t_2 - t_1)}{Q} \quad (3.3)$$

Si la frecuencia  $f$  es la variable independiente y el logaritmo de los espectros de amplitud es la variable dependiente, tenemos un modelo análogo a la ecuación de la recta  $y=mx+b$ , con  $G$  como su constante y se puede calcular entonces  $Q^{-1}$  de la pendiente de los valores conocidos de las amplitudes espectrales.

$$m = \frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q} \quad (3.4)$$

De la Figura 2.4 se tomó el recorrido de la ondícula en los tiempos  $t=0$  s y  $t=0.5$  s y se obtuvieron sus espectros de amplitud (Figura 3.1a), y (Figura 3.1b) calculando a partir de su cociente espectral la parte derecha de la ecuación (3.3). En esta parte se determina el valor de la pendiente  $m$  y se calcula el factor  $Q$  implícito en la ecuación (3.4).

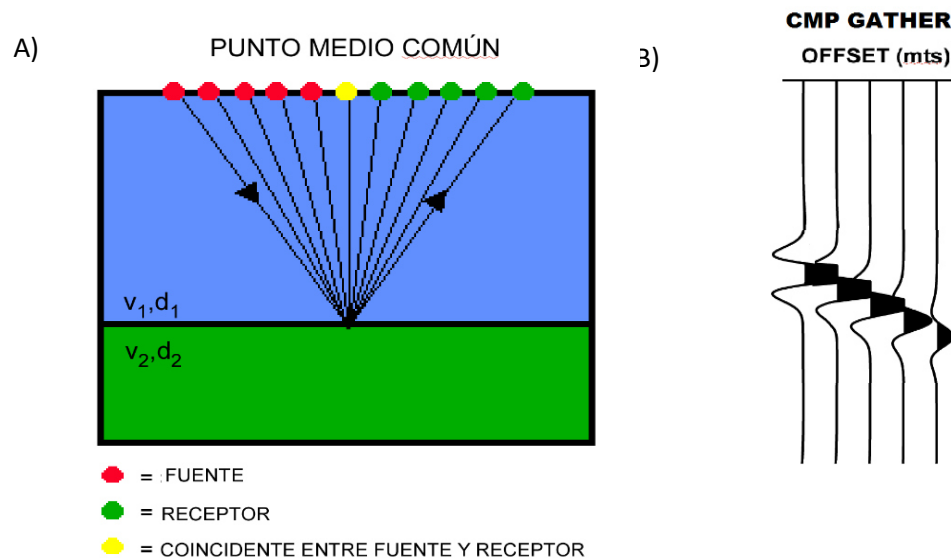


**Figura 3.1. A) Espectros de amplitud de una traza sísmica a distinto tiempo. B) Logaritmo del cociente de los espectros de A).**



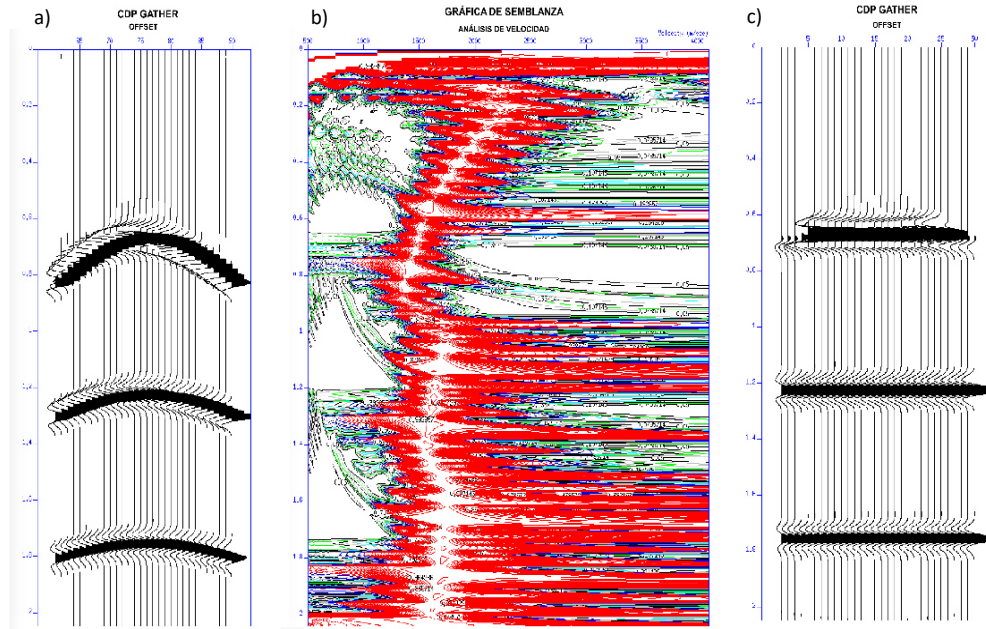
La teoría básica del método de cocientes espectrales es originalmente derivada para aplicaciones a datos de transmisión por ejemplo de VSP, sónicos etc., (Blais, 2012). Se puede adecuar para datos de reflexión mediante el cambio del espectro entre distintos reflectores. Adoptando el método de Dasgupta & Clark (1998), se calcula el factor  $Q$  para distintos receptores,  $Q$  versus offset ( $QVO$ ).

El método  $QVO$ , propuesto por Dasgupta & Clark (1998), involucra tomar CMP *gathers* después de la corrección dinámica NMO.



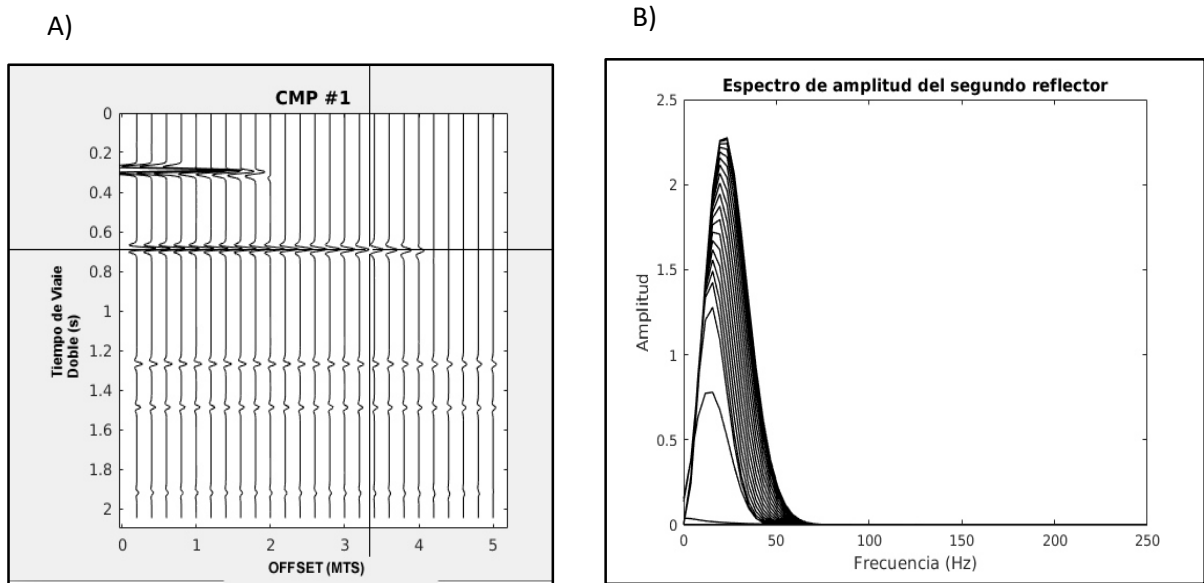
**Figura 3.2 A) CMP (punto medio común) (Modificado de xsgeo.com). B) Las trazas resultantes para un CMP Gather antes de la corrección NMO, se observa que a mayor offset disminuye su amplitud y cambia la forma en la onda sísmica.**

La Figura 3.2 muestra el diagrama para obtener un CMP *gather* antes de la corrección NMO. En la Figura 3.3 se ilustra la corrección dinámica NMO sobre un *gather* CMP mediante un análisis de semblanza.



**Figura 3.3. Corrección por NMO de un CDP *gather*** A) CDP antes de la corrección por NMO. B) Gráfica de Semblanza. C) CDP *gather* después del análisis de velocidad, se observa que se recupera las amplitudes relativamente verdaderas, y es entonces donde se aplica la estimación del factor  $Q$  por medio de cocientes espectrales.

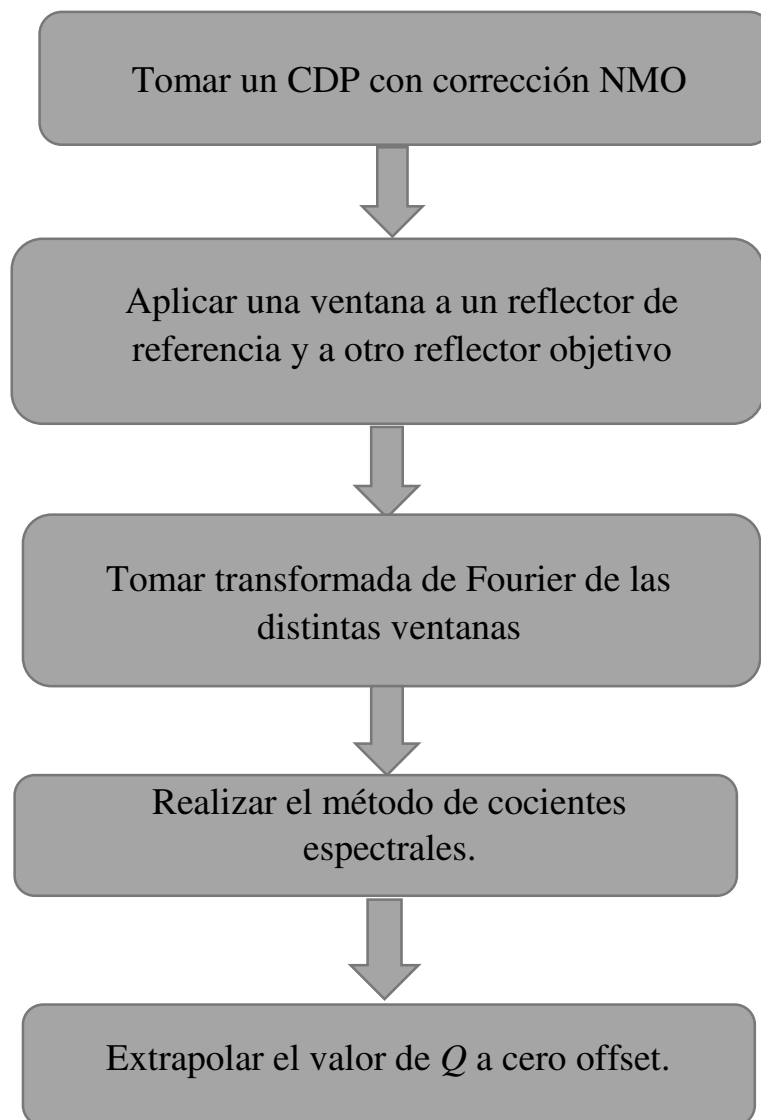
Posterior a la corrección NMO, se selecciona un reflector de referencia y el reflector objetivo mediante una ventana con desvanecedor (taper) cosenoidal centrada en el reflector. Esto reduce la influencia del ruido lateral ejercido por el reflector y selecciona las frecuencias de interés. Se toma la Transformada de Fourier de las distintas ventanas centradas en el reflector a lo largo del *offset*. La Figura 3.4a muestra en el CMP *gather* la selección del segundo reflector con un centrado de ventana en el máximo de la ondícula. Los espectros de amplitud de Fourier para cada traza a lo largo del *offset* se muestran en la Figura 3.4b, es obvia la fuerte dependencia de la disminución de amplitud y corrimiento de las frecuencias hacia rangos menores, conforme el *offset* aumenta.



**Figura 3.4. A) Segundo reflector del CMP. B) Los respectivos espectros de amplitud observando que decae la frecuencia dependiendo el offset.**

Después de obtener la Transformada de Fourier en relación a dos reflectores, se aplica el método de cocientes espectrales entre los reflectores para cada *offset* para todas las trazas del *gather*. Se grafica el logaritmo de los cocientes espectrales en función de la frecuencia, y se observa que las pendientes de los cocientes espectrales varían linealmente con el cuadrado del offset (Dasgupta & Clark, 1998). La variación lineal de las pendientes con respecto al offset es debido a las diferentes geometrías en las trayectorias de los rayos. Un ajuste por mínimos cuadrados determina la pendiente y se obtiene un promedio del valor del factor  $Q$  válido para un rango de frecuencias. El resultado de  $Q$  indica la atenuación entre el reflector de referencia y el reflector objetivo en el intervalo de tiempo que los separa. La descripción general de este método puede visualizarse en el diagrama de flujo de la Figura 3.5

**DIAGRAMA DE FLUJO PARA EL MÉTODO  $QVO$   
EN LA DETERMINACIÓN DEL FACTOR  $Q$**



**Figura 3.5. Diagrama de flujo para la estimación del factor  $Q$  por medio del método  $QVO$  (Modificado de Dasgupta & Clark, 1998).**

### 3.1.2 Método del filtro de acople (Match Filter Method)

El filtro de acople (traducido del inglés match filter) fue propuesto por Cheng & Margrave (2011) para la estimación del factor  $Q$ . Se asumen dos espectros de amplitudes  $|A_1(f)|$  y  $|A_2(f)|$  de ondículas cercanas a diferente tiempo  $t_1$  y  $t_2$  en un registro sísmico respectivamente. La estimación de  $Q$  usualmente necesita un espectro perteneciente a la señal, cuando se suaviza el espectro, se calcula la ondícula equivalente de fase mínima, el valor de  $Q$  se estima con una búsqueda a manera que se encuentre el mejor ajuste entre la ondícula más somera y la ondícula más profunda, la cual puede ser calculada como:

$$Q_{est} = \min_Q \|w_1(t) * I(Q, t) - \mu w_2(t)\|^2 \quad (3.5)$$

Donde  $*$  es la convolución, la minimización es tomada sobre el rango de valores de  $Q$  posibles;  $I(Q, t)$  es la respuesta impulsiva correspondiente a la función de atenuación con un valor de factor de calidad  $Q$  y tiempo de recorrido  $(t_2 - t_1)$ ,  $\mu$  es un factor de escalamiento constante. La respuesta impulsiva puede ser formulada como:

$$I(Q, t) = F^{-1} \left( \exp \left( \frac{-\pi f(t_2 - t_1)}{Q} - iH \left( \frac{\pi f(t_2 - t_1)}{Q} \right) \right) \right) \quad (3.6)$$

Donde  $H$  denota la transformada de Hilbert y  $F^{-1}$  es la Transformada de Fourier inversa.

El factor de escalamiento constante puede ser calculado como

$$\mu = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} (w_1(t) * I(Q, t)) w_2(t) dt}{\int_{-\infty}^{\infty} w_2^2(t) dt} \quad (3.7)$$

En el método de filtro de acople, el valor de  $Q$  en la ecuación (3.5), es encontrado por una búsqueda directa sobre un rango asumido de valores de  $Q$  con un incremento particular a partir de cuando la minimización se torna no es lineal.

## 3.2 Modelado de atenuación sísmica

La incorporación de la atenuación sísmica dentro del modelado es importante para el uso del filtrado  $Q$  inverso y su óptimo resultado para la compensación. Se presenta cómo se realiza la corrección de la atenuación en las altas frecuencias dentro del ancho de banda sísmico, usando las distintas metodologías.

### 3.2.1 Modelo convolucional no estacionario

Como se explicó en el capítulo anterior un elemento necesario en el modelo convolucional de la Tierra es una ondícula fuente. Sin embargo, a través de su tiempo de viaje la amplitud y forma son modificadas a causa del factor  $Q$ , alterando el producto final en los datos sísmicos.

Una técnica simple para evitar el comportamiento no estacionario de la onda es evaluar a la señal en forma discreta, y considerar para cada muestra de tiempo una traza sísmica atenuada para una fuente impulsiva distinta, entonces se deconvoluciona cada uno de esos valores.

A manera de producto matricial, una respuesta impulsiva de un vector de reflectividad atenuado, se representa por la misma reflectividad convolucionada con una función de atenuación en el tiempo.

$$y = q * r \quad (3.8)$$

Donde

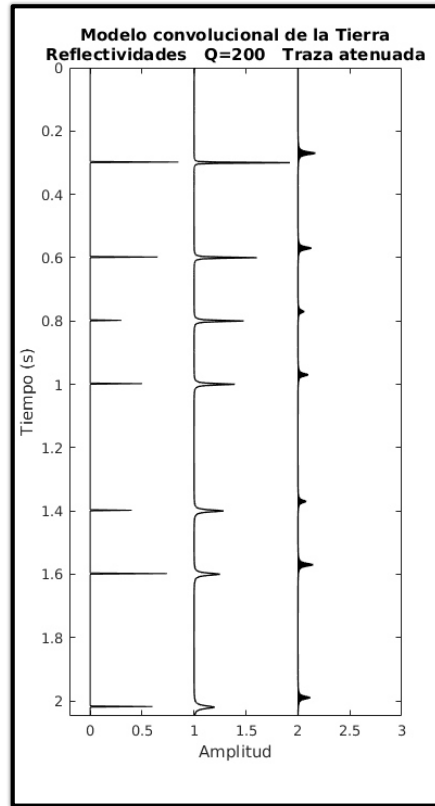
$$q(t) = F^{-1} \left\{ \exp \left[ -\frac{|\omega|\tau}{2Q} - \varphi(\tau, \omega) \right] \right\} \quad (3.9)$$

La respuesta impulsiva de la Tierra y de las correspondientes capas de la tierra se representa en forma matricial por  $q$  y un vector  $r$  de las reflectividades para cada intervalo de tiempo.

$$\begin{bmatrix} q_0^1 & 0 & 0 & 0 \\ q_1^1 & q_0^2 & 0 & 0 \\ q_2^1 & q_1^2 & q_0^3 & 0 \\ q_3^1 & q_2^2 & q_1^3 & q_0^4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ y_4 \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Esto arroja una traza sísmica por la superposición de las respuestas a cada reflector individual como se ve en la Figura 3.6. Cada elemento de la derecha de la ecuación (3.7) es la convolución entre los elementos de la función de atenuación y el vector de reflectividad.

$$y_i = \sum_{j=1}^i q_{i-j}^j r_j \quad (3.11)$$



**Figura 3.6.** Muestra la respuesta de la Tierra que es la convolución de las reflectividades por el factor  $Q$ .

Un sismograma es creado a partir de la respuesta de la Tierra (Figura 3.6) convolucionada con una ondícula fuente, su propósito es encontrar la impedancia acústica en los datos sísmicos. De la ecuación (2.11) la cual expresa que podemos encontrar las reflectividades de un sismograma obteniendo la matriz de la ondícula atenuada inversa. Sin embargo, este problema se vuelve particular ya que la matriz  $q$  no tiene una inversa.

Hale (1981) propuso un filtro  $Q$  inverso el cual es construir una matriz equivalente y luego invertirla, dicha matriz es construida multiplicando a la matriz  $Q$  por una matriz auxiliar  $A$ , cuyas columnas son el inverso de las columnas de la matriz  $Q$ , de tal manera que

$$r = W^{-1}(AQ)^{-1}As \quad (3.12)$$

### 3.2.2 Propagación de onda descendente

#### Filtro $Q$ inverso convencional

El filtrado  $Q$  inverso en procesamiento sísmico intenta compensar la energía perdida, corrigiendo la distorsión de la onda en forma y tiempo, para producir una imagen sísmica con una mejor calidad de resolución.

Un campo de desplazamiento de una onda que se propaga alejándose de la superficie contiene el efecto de atenuación y la ecuación de onda que rige el campo, tiene la solución analítica dada por

$$U(z + \Delta z, \omega) = U(z, \omega)\exp(ik\Delta z) \quad (3.13)$$

Donde  $k$  es el número de onda de naturaleza compleja

$$k(\omega) = \left(1 - \frac{i}{2Q(\omega)}\right) \frac{\omega}{V_r} \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma} \quad (3.14)$$



Con  $\gamma = (\pi Q_r)^{-1}$ ,  $i$  es la unidad imaginaria,  $\omega_h$  es la frecuencia sísmica más alta posible tomada como constante dentro del ancho de banda de interés,  $V_r$  y  $Q_r$ , son la velocidad de fase y el valor de  $Q$  de referencia respectivamente.

Sustituyendo el número de onda en la ecuación (3.13) y remplazando el incremento de la distancia  $\Delta z$  por el incremento del tiempo de viaje ( $\Delta\tau = \Delta z/v$ ) origina el resultado de un filtro  $Q$  inverso básico:

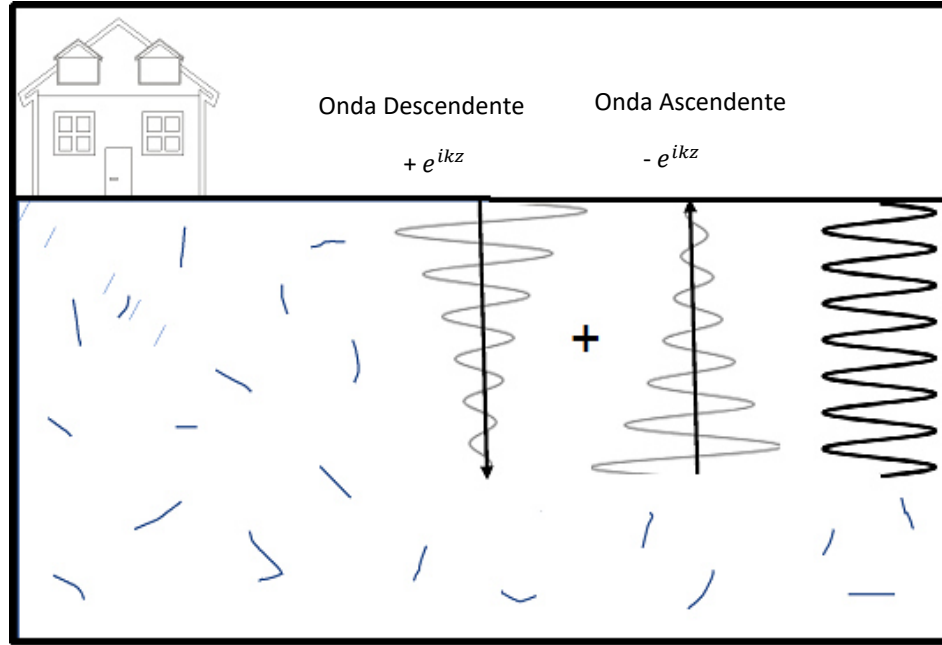
$$U(\tau + \Delta\tau, \omega) = U(\tau, \omega) \exp \left[ \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma} \frac{\omega \Delta\tau}{2Q} \right] \exp \left[ i \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma} \omega \Delta\tau \right] \quad (3.12)$$

En esta ecuación dos operadores exponenciales intentan restaurar las ondículas sísmicas que han experimentado un cambio de amplitud y forma durante un intervalo de tiempo debido a la atenuación. La primera exponencial compensa la disminución de amplitud debido a la absorción y la segunda corrige el cambio de fase introducido por la dispersión de velocidad.

La ecuación (3.15) se aplica a cada componente de frecuencia dentro de la señal, la suma de todas esas ondas da como resultado la señal sísmica en el dominio del tiempo. De igual manera deberá ser aplicado sucesivamente a cada muestra con un intervalo  $\Delta\tau$  produciendo  $U(\tau)$  a cada nivel.

$$U(\tau + \Delta\tau) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty U(\tau + \Delta\tau, \omega) d\omega \quad (3.16)$$

Como la manera en que trabaja este filtro es aplicando una onda ascendente a la traza sísmica, cuando es aplicado a datos que no contengan amplitudes esperando recuperar la energía perdida crea una alteración numérica debido a que no se puede recuperar energía inexistente.



**Figura 3.7.** Ejemplo esquemático de la compensación de atenuación por medio de la ecuación de la onda.

### Filtro $Q$ Inverso estable

Wang (2002) propuso un modelo para corregir ruido numérico añadido en las trazas sísmicas. La implementación de este método se representa aislando el operador de la amplitud, nombrando a  $\beta(\tau, \omega)$ , de la ecuación (3.12), de la forma

$$\beta(\tau, \omega)U(\tau, \omega) = U(0, \omega)\exp\left[i \int_0^\tau \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} \omega d\tau'\right], \quad (3.17)$$

Con

$$\beta(\tau, \omega) = \exp\left[-\int_0^\tau \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} \frac{\omega}{2Q} d\tau'\right] \quad (3.18)$$

Entonces para resolver la ecuación (3.17) como problema inverso se añade un operador estable:

$$U(\tau, \omega) = U(0, \omega) \Lambda(\tau, \omega) \exp \left[ i \int_0^\tau \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma(\tau')} \omega d\tau' \right] \quad (3.19)$$

En donde:

$$\Lambda(\tau, \omega) = \frac{\beta(\tau, \omega) + \sigma^2}{\beta^2(\tau, \omega) + \sigma^2} \quad (3.20)$$

Siendo  $\sigma^2$  el factor de estabilización, el cual se limita dentro de un rango de frecuencias en un ancho de banda.

Esto produce la ecuación que representa la traza obtenida con la aplicación del filtro estable de Wang (2001)

$$u(\tau) = \frac{1}{\pi} \int_0^\tau U(0, \omega) \Lambda(\tau, \omega) \exp \left[ i \int_0^\tau \left( \frac{\omega}{\omega_h} \right)^{-\gamma(\tau')} \omega d\tau' \right] d\omega \quad (3.1)$$

En este capítulo se presentó la selección de los métodos usados en esta tesis tanto para la estimación como para la compensación de la atenuación. En el Anexo A.1 se encuentra el modelo para la creación de los datos sísmicos sintéticos usados, junto con cada uno de sus reflectores en tiempo y frecuencia; con y sin ruido añadido. De igual manera en el Anexo A.2 se encuentra a detalle el procedimiento para la estimación del factor  $Q$  con el método  $QVO$ . Las distintas metodologías empleadas para la compensación por medio de un filtro  $Q$  inverso son ejecutadas de manera similar, mostrado en el Anexo A.3.

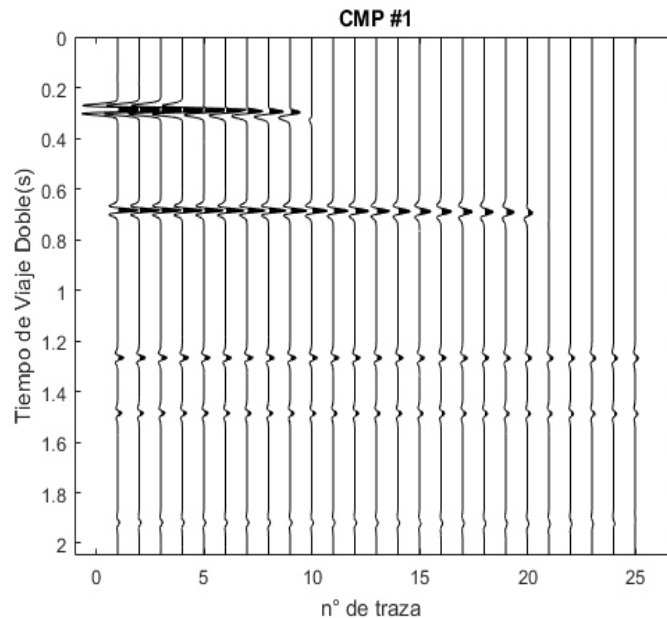
## RESULTADOS

En este capítulo se muestran los resultados del análisis de los métodos en la estimación del factor  $Q$  y la compensación de la atenuación para los diferentes modelos sísmicos. Se divide en tres partes: la estimación y compensación en datos sintéticos, posteriormente con un análisis en datos sísmicos reales. Para demostrar la efectividad de los algoritmos en la estimación del factor  $Q$  se realizó la metodología en datos sísmicos sintéticos creados sobre un modelo de capas horizontales (Anexo A.1).

### 4.1 Estimación del factor $Q$

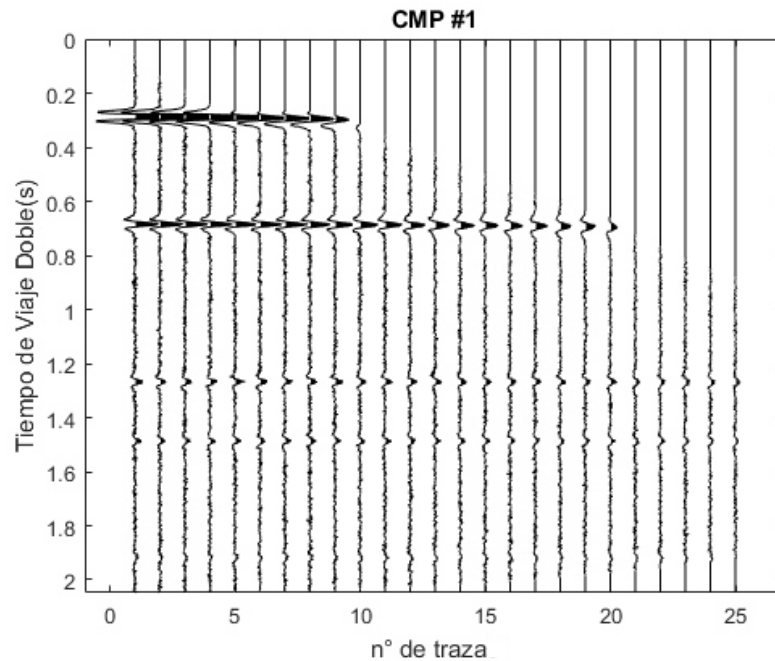
Se muestran los resultados que se obtuvieron al efectuar la estimación del factor  $Q$  mediante el método de cocientes espectrales adaptados a datos sísmicos de reflexión por: a) El método propuesto por Dasgupta & Clark (1998)  $Q$  Vs. *Offset*, b) El método de *filtro de acople* propuesto por Cheng & Margrave (2011). Con el uso del modelo del Anexo A.1 se obtuvieron datos sísmicos sintéticos sin ruido y con ruido.

Se usa el CMP de la Figura 4.1 para la aplicación de estos métodos para el caso de los datos libre de ruido, ya que son capas horizontales isotrópicas, sólo se tomó un CMP.



**Figura 4.1. CMP gather de las trazas sísmicas sintéticas libre de ruido.**

Para el segundo caso al resultado del modelado de capas horizontales se le agregó ruido tipo gaussiano con una SNR (*Signal Noise Ratio*)=60, el CMP *gather* se muestra en la Figura 4.2. Al seleccionar el reflector, se aplica una ventana con desvanecedor cosenoidal, para disminuir la el ruido a ambos lados del reflector y enfatizando la parte central.

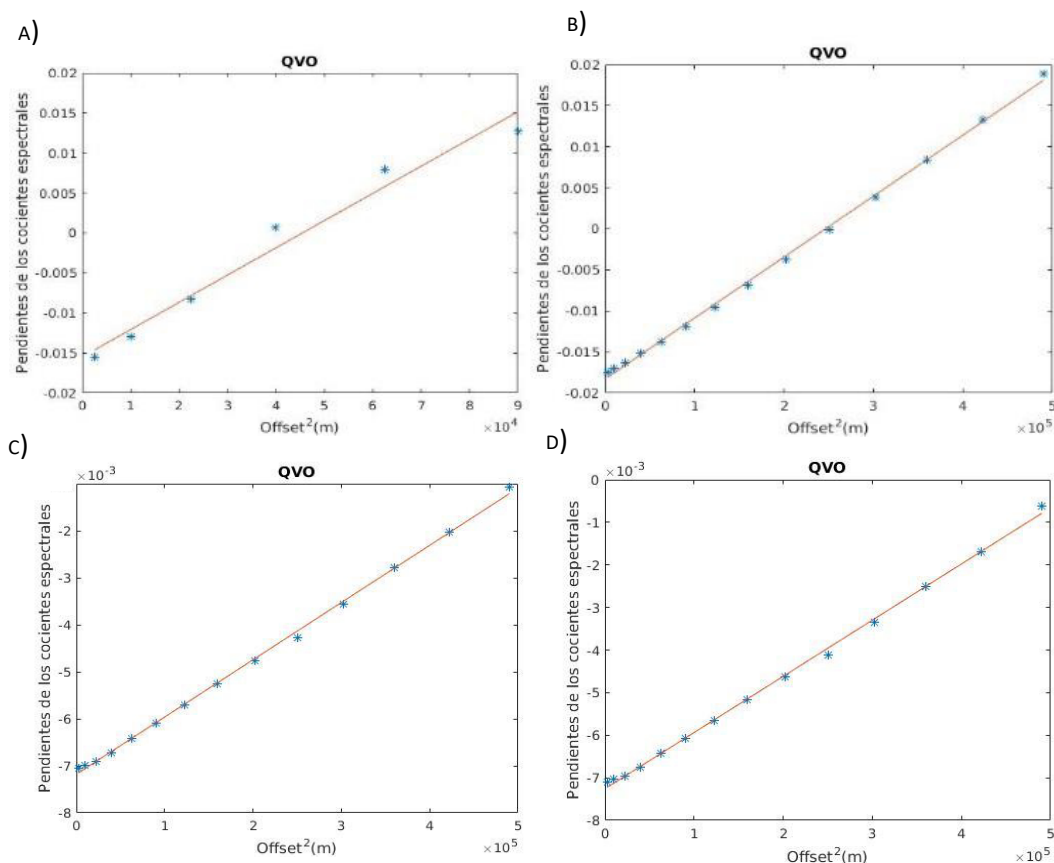


**Figura 4.2. CMP antes del apilado, mostrando trazas con ruido tipo gaussiano a un SNR=60 de los datos sísmicos sintéticos.**

Debido al ruido presente en la Figura 4.2 se realizaron varias mediciones y se tomó la media de los datos estimados, obteniendo con ello, su coeficiente de correlación y su porcentaje de error relativo.

### 4.1.1 Método de cocientes espectrales

La Figura 4.3 muestra la gráfica del valor de las pendientes de los cocientes espectrales para los distintos reflectores en contra del offset al cuadrado.



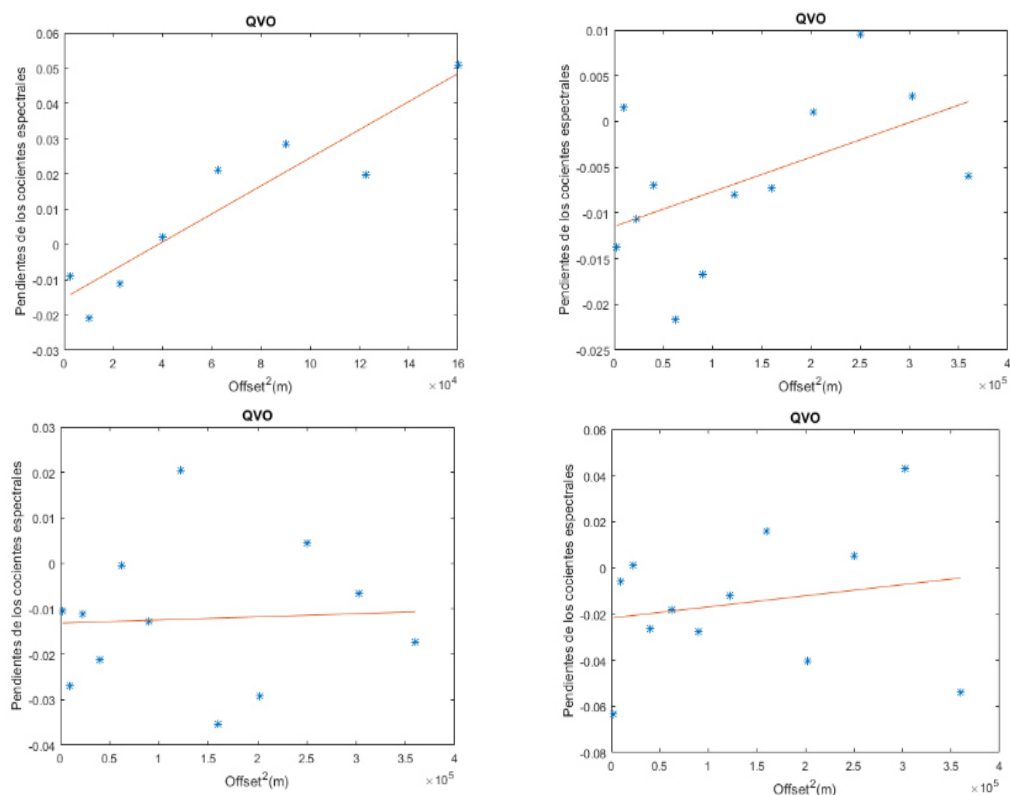
**Figura 4.3. Gráficas de las pendientes vs. el cuadrado del offset: A) Primer Reflector, B) Segundo reflector, C) Tercer reflector y D) Cuarto reflector.**

Los resultados de la estimación del factor  $Q$ , su coeficiente de correlación  $r$  y su porcentaje de error relativo cuando las trazas están libres de ruido, se muestran en la Tabla 4.1.

**Tabla 4.1.- Estimación del factor  $Q$  para datos libres de ruido.**

<b>Q</b>	<b>Estimado</b>	<b>r</b>	<b>Error relativo</b>
80	80.003	0.9954	$\pm 0.0037\%$
100	101.97	0.9997	$\pm 1.97\%$
90	90.0158	0.993	$\pm 0.0175$
60	59.3525	-0.9962	$\pm 1.0791\%$

En la Figura 4.4 se aprecia que la dispersión de las pendientes graficadas es mucho mayor, esto debido a la presencia que tiene el ruido aleatorio en el dominio de la frecuencia. Al realizar el cociente espectral genera distintas respuestas, aún más cuando los valores son tomados de reflectores con muy baja amplitud. En el Anexo A.2 se observa el cociente espectral para el segundo intervalo entre el segundo y tercer reflector.



**Figura 4.4 Gráficas de las pendientes de los cocientes espectrales a distintos offset con respecto del cuadrado del offset cuando las trazas contienen ruido.**

Los resultados de la estimación del factor  $Q$ , su coeficiente de correlación  $r$  y su porcentaje de error relativo cuando las trazas contienen ruido, se muestran en la Tabla 4.2.

**Tabla 4.2.-Valores de la estimación del factor  $Q$  para datos con ruido**

<b>Q</b>	<b>Estimado</b>	<b>Media</b>	<b>r</b>	<b>Error relativo</b>
80	73.2777, 72.2823, 74.5378, 67.5044, 71.4519, 80.74	71.81082	0.9554	±10.2364 %
100	115.0877, 111.0772, 114.3382, 128.6651, 130.1153	119.8567	0.6621	±19.8567 %
90	88.1217, 83.8165, 82.2126, 80.9013, 73.2777	81.6659	0.1125	±9.2601 %
60	52.0835, 50.4991, 52.0835, 73.3671, 50.1205, 56.7849	55.6307	0.6014	±7.2821 %

En la tabla 4.2 se mostró los resultados en la estimación del factor  $Q$  para cada intervalo de reflectores, mostrando incremento en el nivel de incertidumbre. Observando el efecto del ruido agregado en las trazas sísmicas, y la manera en que afecta en su estimación.

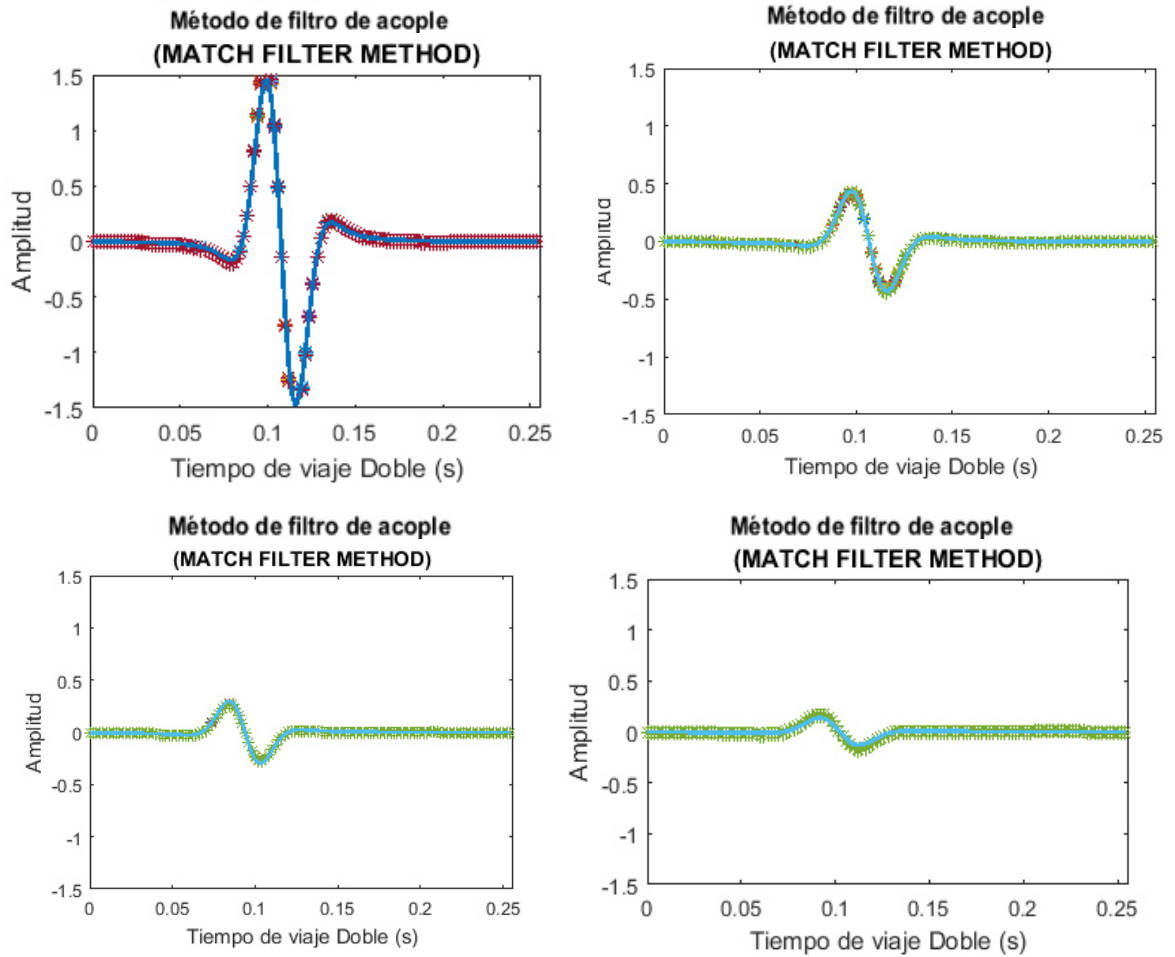
#### **4.1.2 Método de filtro de acople (Match Filter Method)**

A partir del CMP de la figura 4.1 se realizaron las estimaciones de  $Q$  por este método, encontrando una respuesta favorable. Debido a que este filtro trabaja en el dominio del tiempo no genera un gran impacto como en los cocientes espectrales,



mostrados anteriormente. Las Figuras 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8 muestran los resultados obtenidos para este método, observando una respuesta favorable en la estimación.

- Sin ruido

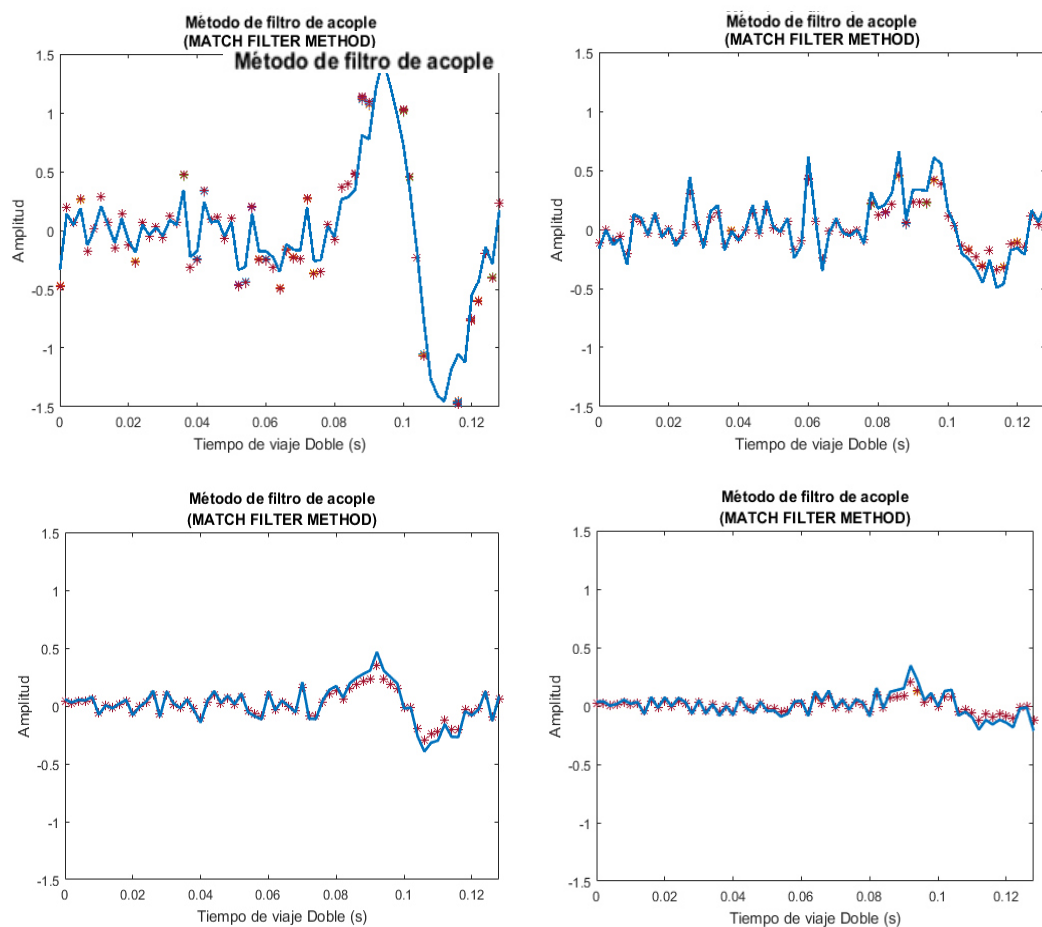


**Figura 4.5. Resultados de la estimación con el filtro de acople mostrando las estimaciones con \*** A) Primer a segundo reflector, B) Segundo a tercero reflector, C) Tercer a cuarto Reflector y D) Cuarto a quinto reflector.

**Tabla 4.3 Valores de la estimación del factor  $Q$  para datos sin ruido.**

<b>Q</b>	<b>Estimado</b>	<b>r</b>	<b>Error relativo</b>
80	80.05	0.9926	$\pm 0.06\%$
100	100.091	0.9985	$\pm 0.09\%$
90	89.96	0.9997	$\pm 0.04$
60	60.33	0.9922	$\pm 0.55\%$

• Con ruido



**Figura 4.6. Resultados para el filtro de acople cuando los datos tienen ruido. A) Primer a segundo reflector, B) Segundo a tercer reflector, C) Tercer a cuarto Reflector y D) Cuarto a quinto reflector.**

**Tabla 4.4 Valores de la estimación del factor  $Q$  para datos con ruido.**

<b>Q</b>	<b>Estimado</b>	<b>r</b>	<b>Error relativo</b>
80	82.24	0.984	$\pm 2.8\%$
100	98.84	0.988	$\pm 1.18\%$
90	93.27	0.973	$\pm 3.36$
60	64.37	0.9631	$\pm 7.28\%$

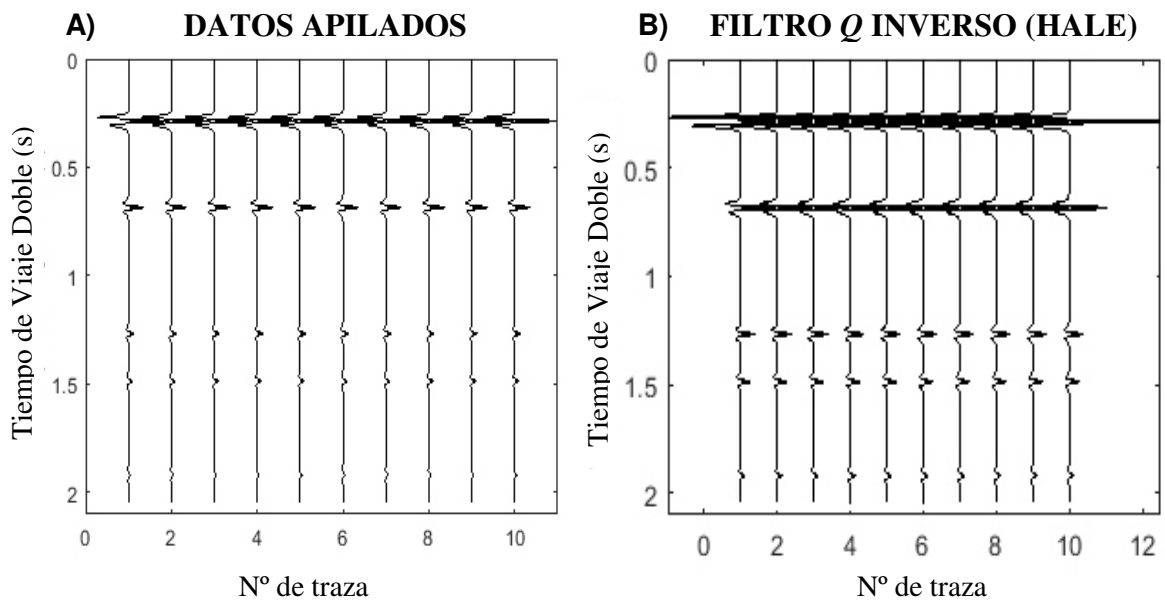
## 4.2 Compensación de la atenuación

Se describen los resultados de la compensación de la atenuación sísmica según la metodología utilizada. La estimación del factor  $Q$  se realizó en los diferentes *CMPs*; sin embargo, la inversión de datos se realizará con datos sísmicos apilados.

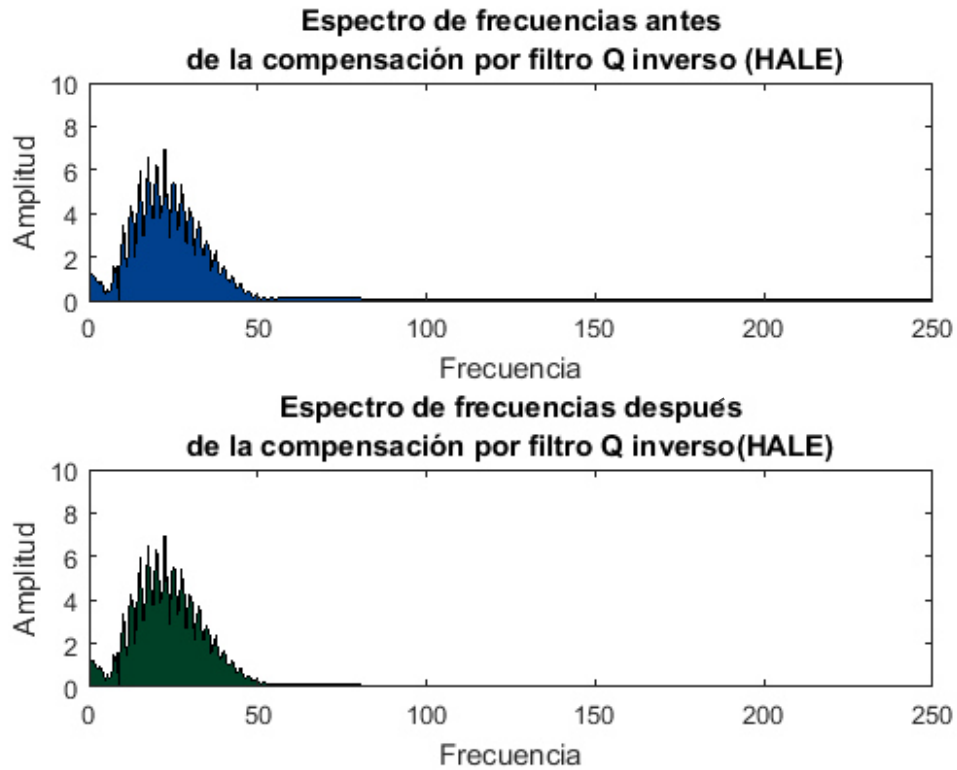
### 4.2.1 Filtro $Q$ inverso con el modelo convolucional de la tierra (Hale, 1981)

A continuación se muestran las Figuras 4.7 y 4.8 donde se presentan los resultados obtenidos de la compensación de la atenuación sísmica usando el filtro  $Q$  inverso propuesto por Hale (1981).

- Sin ruido



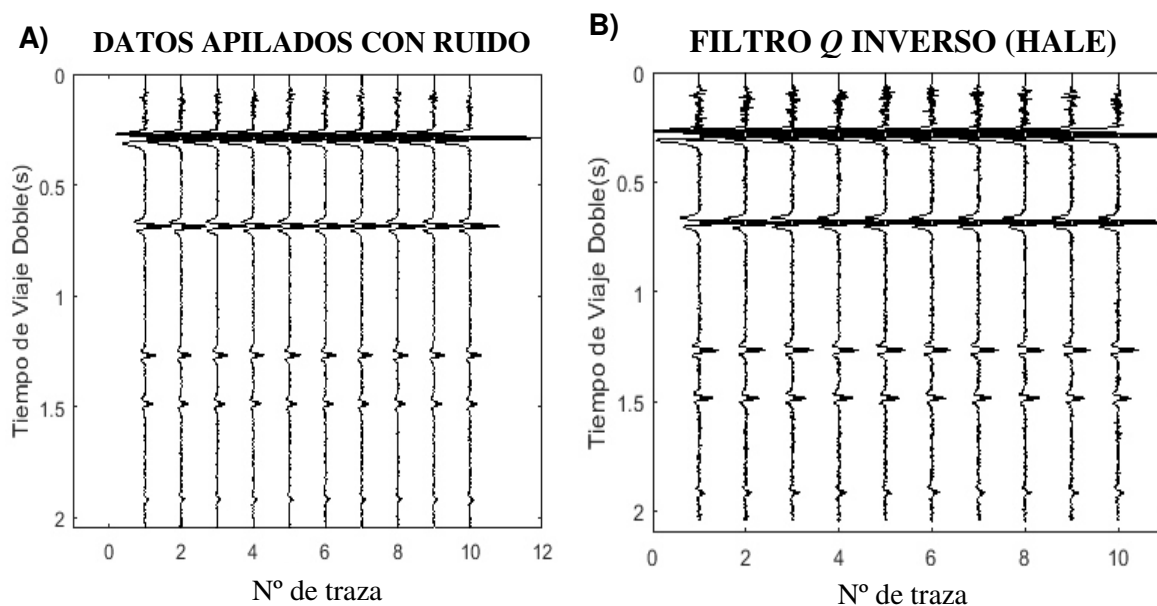
**Figura 4.7. Comparación de la compensación de la atenuación de trazas sísmicas sintéticas sin ruido. A) Antes del filtrado  $Q$  inverso. B) Después del filtrado  $Q$  inverso convencional.**



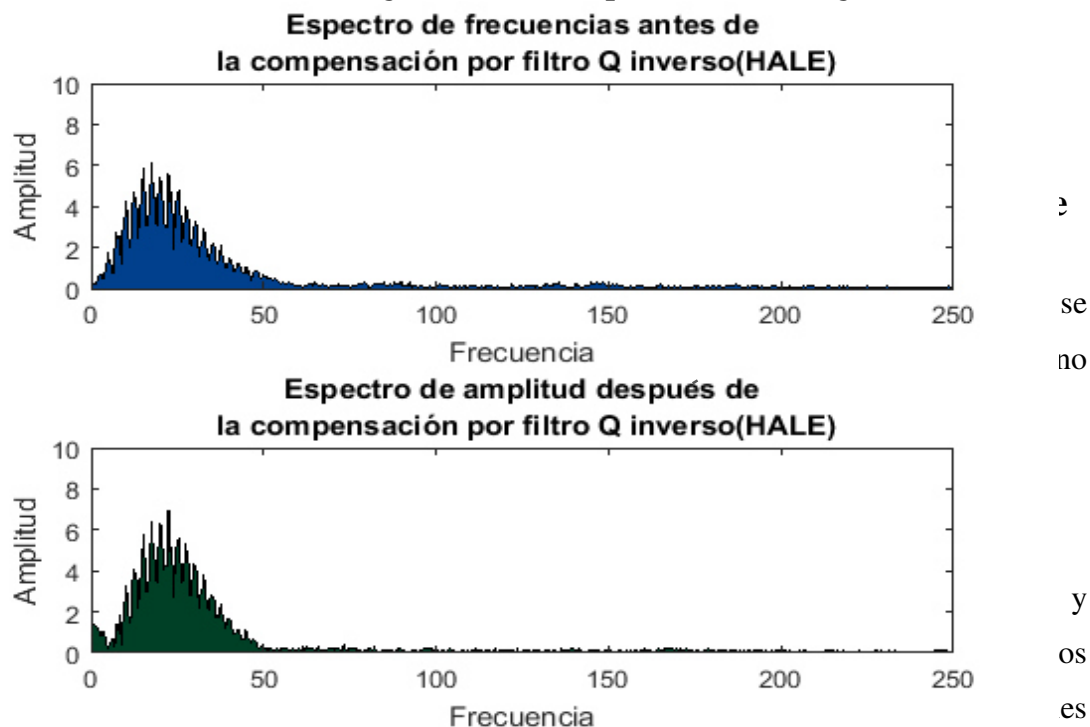
**Figura 4.8. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado  $Q$  inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado  $Q$  inverso.**

La respuesta que se genera con el filtro  $Q$  inverso de Hale (1981) es de cierta forma favorable, como se muestra en la Figura 4.7. En la Figura 4.8 no se aprecia el incremento de la frecuencia debido a que los valores son tomados ponderadamente. Sin embargo, la obtención de este filtro  $Q$  inverso puede ser poco rentable porque la multiplicación de una matriz auxiliar antes y después; para generar la matriz inversa  $Q$ , genera gran número de operaciones, esto se vuelve ineficiente cuando se trabaja con un gran número de datos.

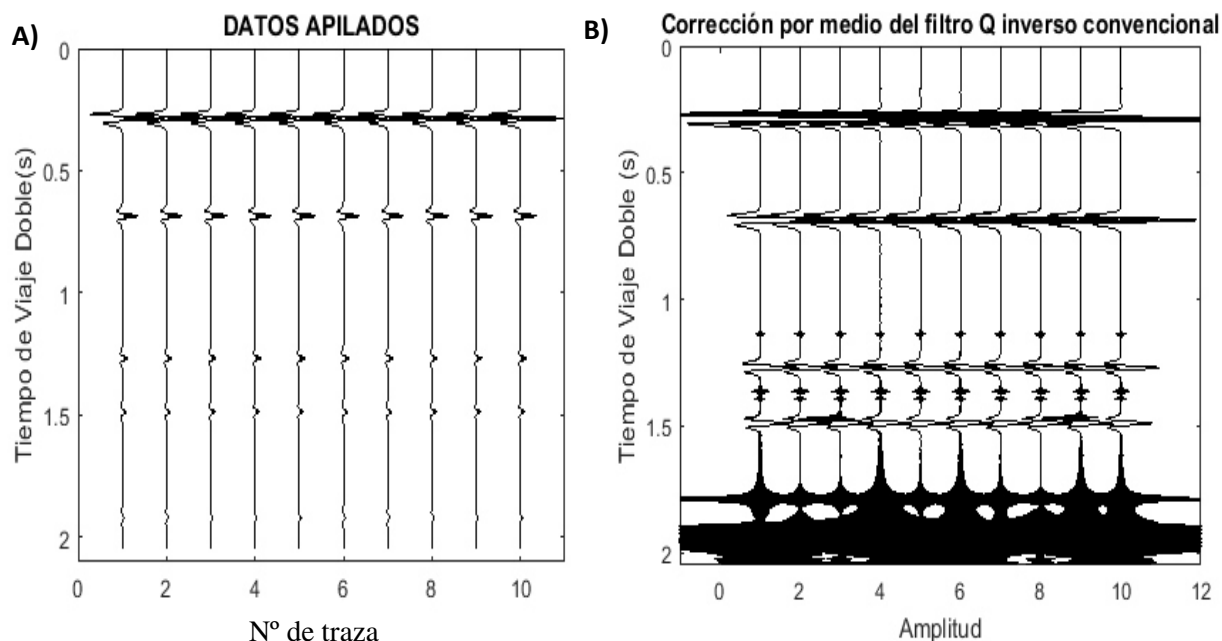
- Con ruido



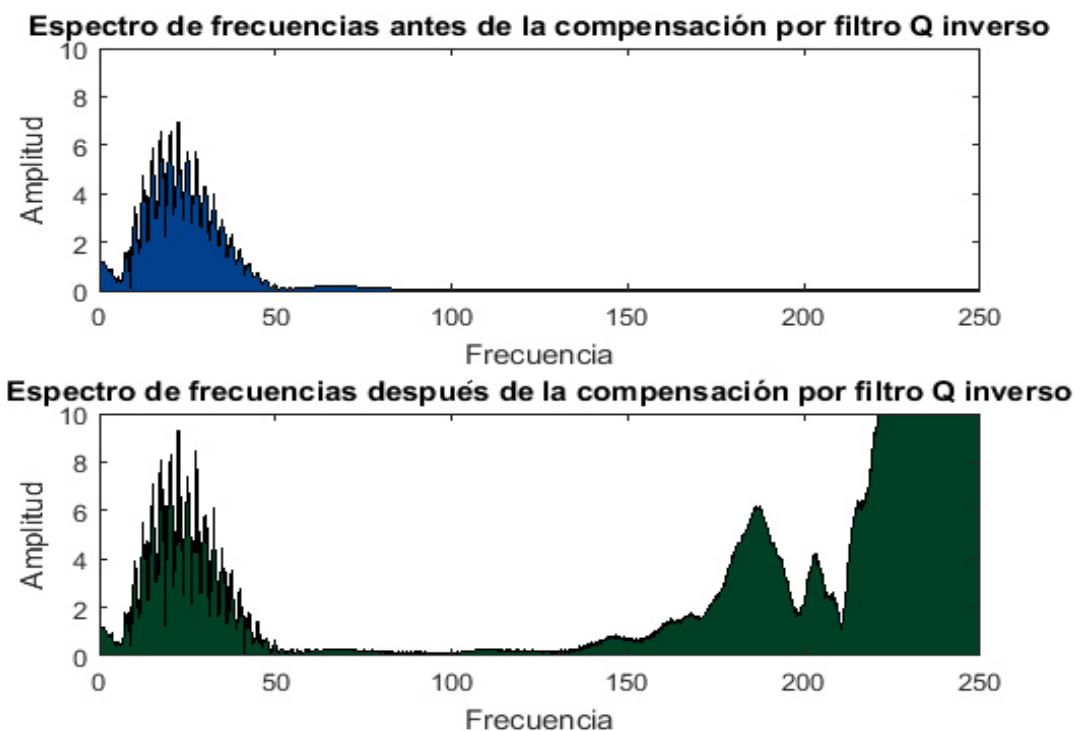
**Figura 4. 9. Comparación de la compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas con ruido. A) Antes del filtrado  $Q$  inverso B) Después del filtrado  $Q$  inverso convencional.**



**Figura 4.10. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado  $Q$  inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado  $Q$  inverso.**



**Figura 4.11. Comparación de la compensación de la atenuación en el dominio del tiempo a trazas sísmicas sintéticas. a) Antes del filtrado  $Q$  inverso b) Después del filtrado  $Q$  inverso convencional.**

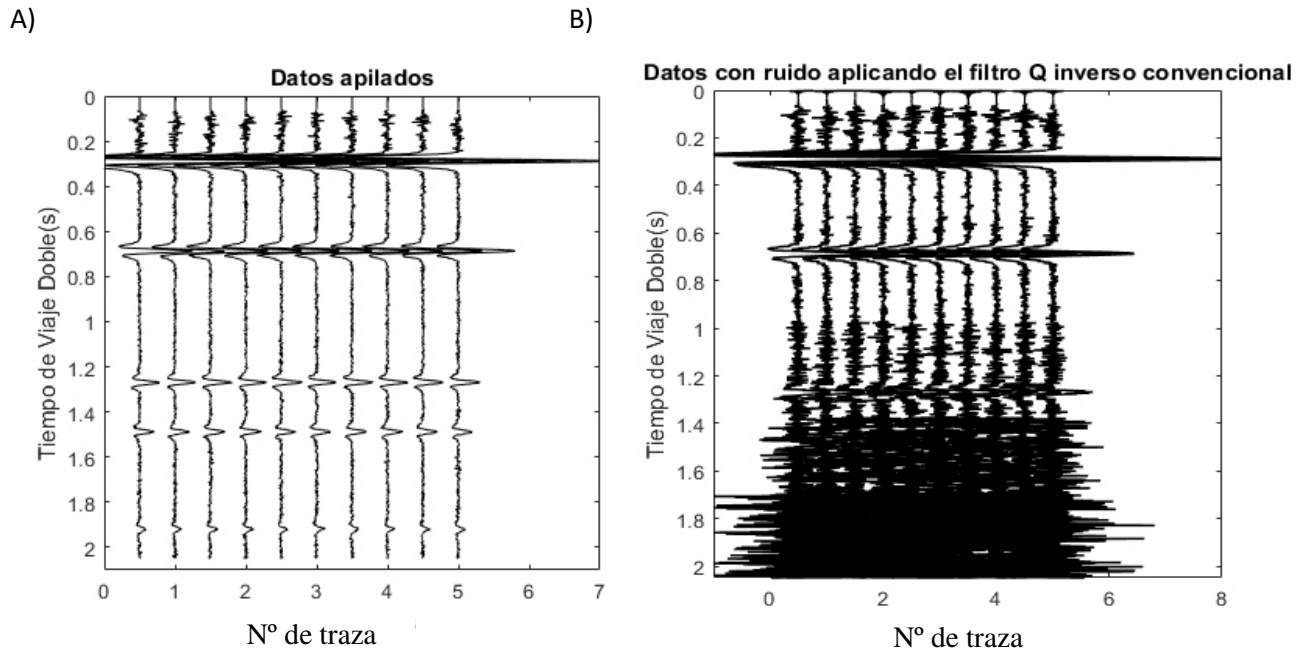


**Figura 4.12. Comparación de los espectros de amplitud. Arriba: Frecuencias promedio antes del filtrado  $Q$  inverso. Abajo: Compensación de las frecuencias después del filtrado  $Q$  inverso.**

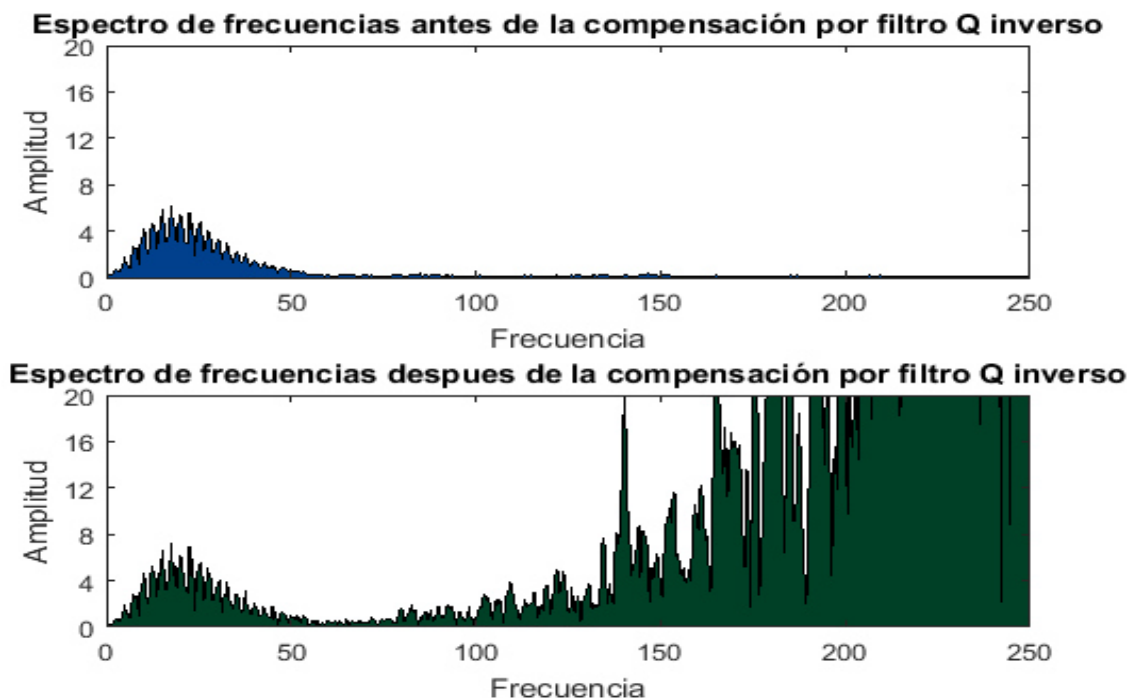
Se pudo observar el incremento de las altas frecuencias de manera considerable, esto tuvo como consecuencia una gran alteración de las trazas sísmicas en el dominio del tiempo, a pesar que las trazas no tenían ruido. Se percibe para los reflectores 2 y 3 con valores de  $Q=90$  y  $60$  respectivamente.

En el caso de los datos con ruido existe un aumento colosal de frecuencias observadas en la Figura 4.12. Es indudable la presencia del ruido como factor importante para la compensación de la atenuación sísmica, y sobre todo cuando existen valores bajos del factor  $Q$ , este ya que este filtro no tiene restricciones para evaluar grandes atenuaciones reflejadas en pequeñas amplitudes.

En las imágenes 4.11 y 4.12 se muestra el resultado cuando se aplica el filtro  $Q$  inverso convencional a datos sintéticos con ruido al modelo de capas horizontales (Anexo A.3).



**Figura 4.13. Compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas con ruido.**  
A) Antes del filtrado  $Q$  inverso b) Después del filtrado  $Q$  inverso.



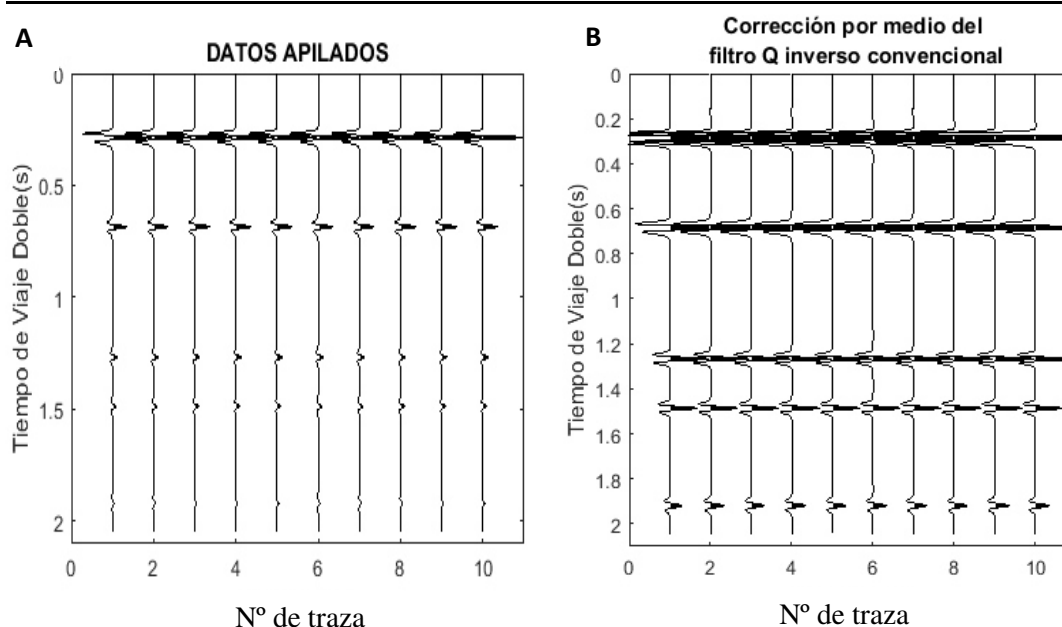
**Figura 4.14.** Arriba, el espectro de amplitud de las frecuencias en datos sísmicos sintéticos con ruido. Abajo: Se puede apreciar el espectro de amplitud de la compensación de frecuencias que se obtiene cuando se aplica el filtrado  $Q$  inverso convencional.

#### 4.2.2.2 Filtro $Q$ inverso estable

##### Caso sin ruido

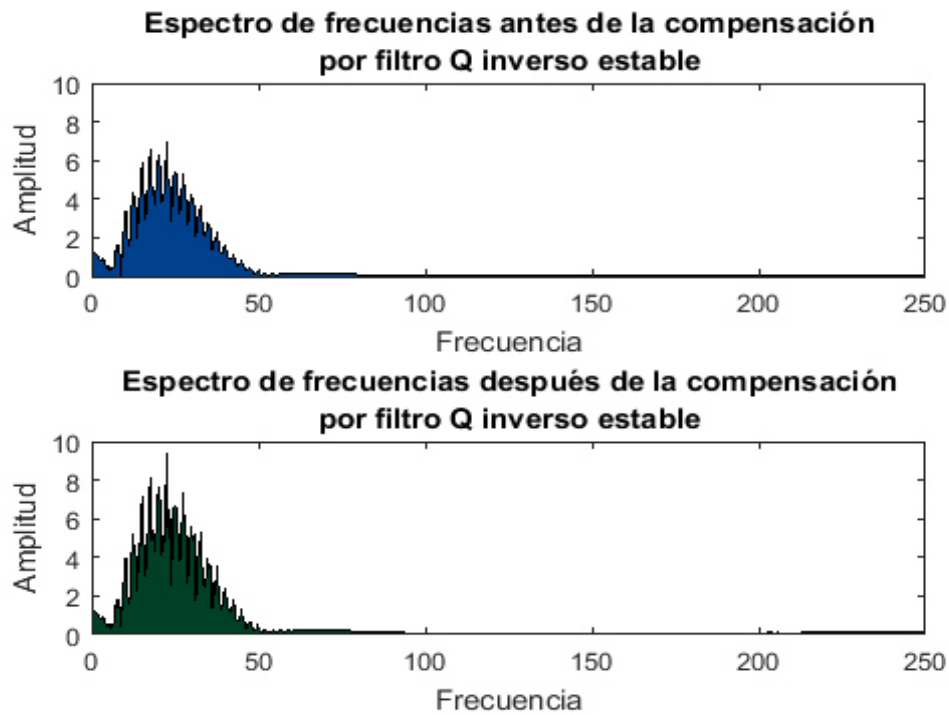
Los resultados para la compensación de la atenuación con el filtro  $Q$  inverso estable (Wang, 2002) se muestran en la figuras 4.16 para las frecuencias y en la Figura 4.15 para el tiempo.





**Figura 4.15. Compensación de la atenuación a trazas sísmicas sintéticas sin ruido A) Antes del filtrado  $Q$  inverso estable b) Después del filtrado  $Q$  inverso estable.**

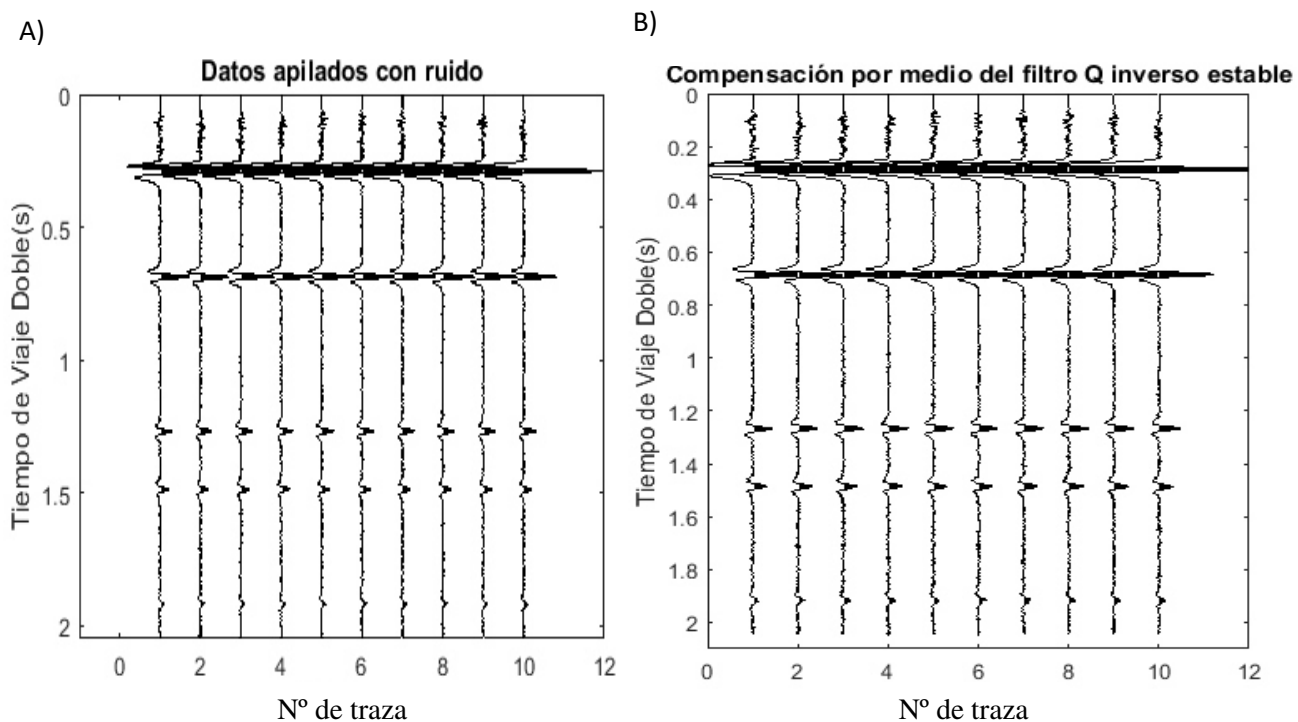
En la evaluación de este filtro se puede observar el incremento de amplitudes sísmicas para todos los reflectores, en el caso de los datos sin ruido las frecuencias de la Figura 4.16 en comparación con la Figura 4.12 controla el aumento desmedido de altas frecuencias preservando aun así el aumento dentro del ancho de banda de interés.



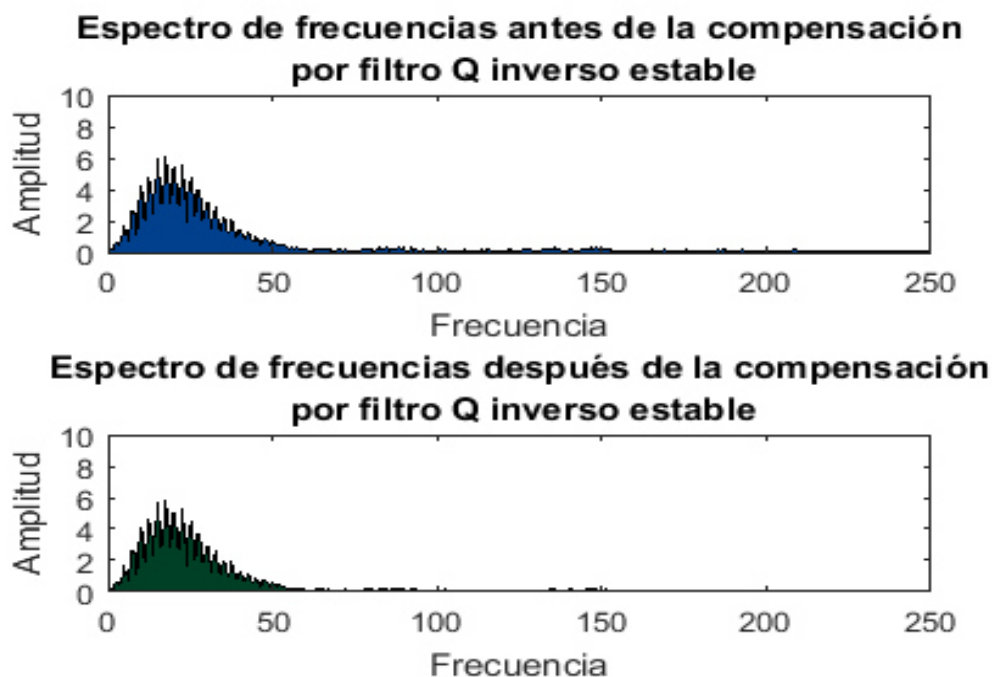
**Figura 4.16. Espectros de amplitud. Arriba: Espectro de amplitud de las frecuencias promedio antes del filtro  $Q$  inverso estable. Abajo: Espectro de amplitud de las frecuencias después del filtrado  $Q$  inverso.**

### **Caso con ruido**

Las figuras 4.17 y 4.18 muestran el resultado de la compensación sísmica cuando se aplica el filtro de  $Q$  inverso estable (Wang, 2002). A pesar del ruido presente, este filtro controla este elemento con un operador estabilizador que funciona como filtro a altas frecuencias, regulando el aumento desmedido de éstas. Se observa en la Figura 4.18 cuando se realiza la compensación mediante este filtro la ausencia de frecuencias, se analiza de manera que sirve como un filtro pasa baja incluido.



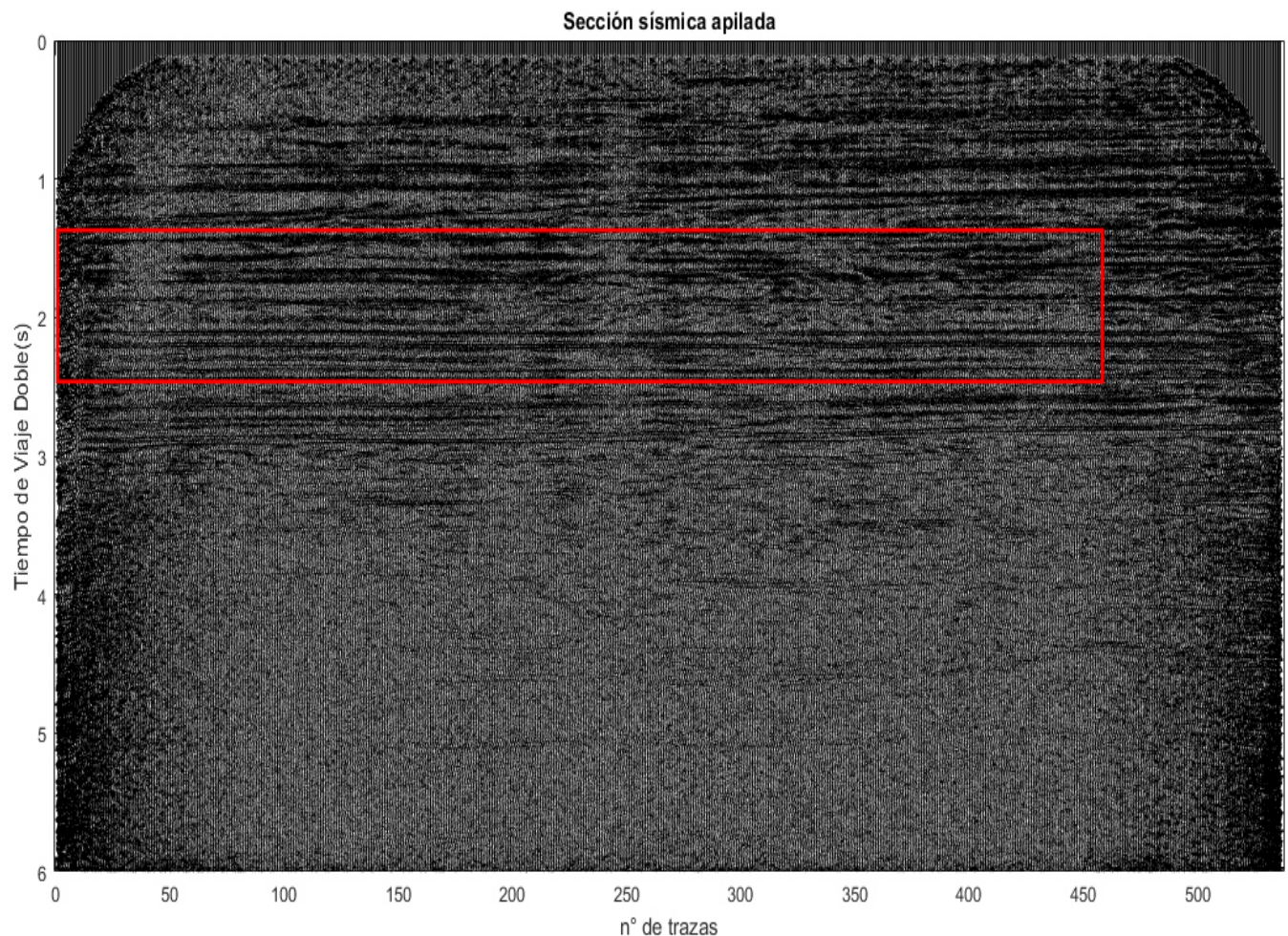
**Figura 4.17.** Compensación de la atenuación sísmica a datos sísmicos con ruido a) Antes del filtrado  $Q$  inverso estable b) Después del filtrado  $Q$  inverso estable.



**Figura 4.18.** Espectro de amplitud de las trazas sísmicas sintéticas con ruido. Abajo: Espectro de amplitud cuando el filtrado  $Q$  inverso estable es aplicado,

### 4.3 Análisis con datos sísmicos reales

Hasta la parte anterior se ha trabajado con datos sísmicos de carácter sintético, en esta sección se aplica la metodología a una línea sísmica de datos reales. Para esto, se descargó el conjunto de datos de distribución libre de una región de Alaska (National Petroleum Reserve Alaska), adquirido con 168 fuentes y 101 canales, con 3000 muestras con un intervalo de 2 milisegundos y un offset de 1542.58 m. La Figura 4.19 muestra la imagen sísmica y la ventana de tiempo de la sección sísmica del intervalo de tiempo 1.4s a 2.4s que se consideró para aplicar tanto la estimación como la compensación de la atenuación sísmica.

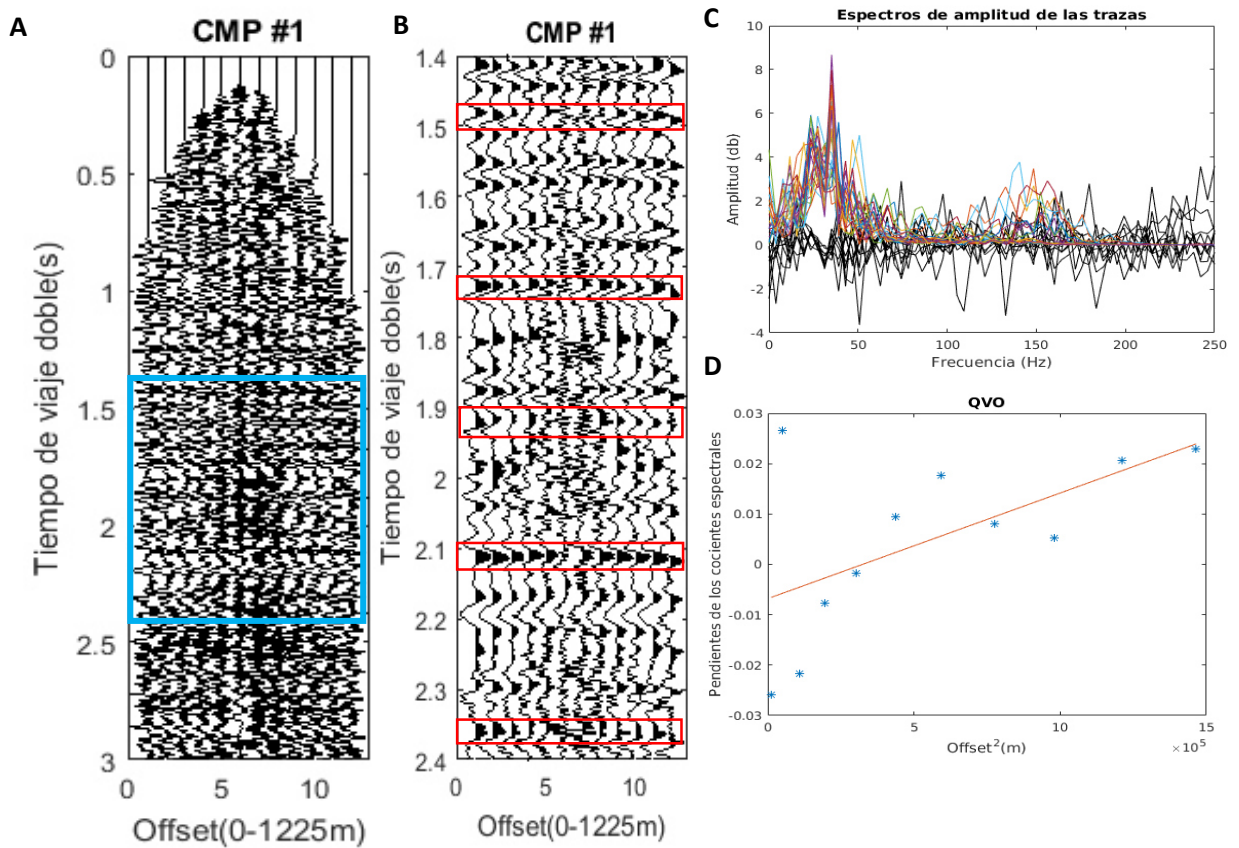


**Figura 4.19.** Sección sísmica de la línea 31-41 de Alaska, en recuadro rojo se observa la parte que se tomó para realizar tanto la estimación como la compensación.



### 4.3.1 Estimación del factor $Q$

Se realizó la estimación del factor  $Q$  para distintos reflectores (1.48s, 1.73s, 1.94s, 2.11s, 2.35s), la gran cantidad de ruido presente es evidente, en la Figura 4.20 se muestra uno de sus CMPs , junto a la ventana de tiempo que se trabajó, los resultados se muestran en la Tabla 4.5.



**Figura 4.20.** Estimación del factor  $Q$  por medio de cocientes espectrales. A) Se muestra un CMP, el recuadro celeste es la ventana considerada para la estimación. B) Acercamiento de la ventana seleccionada donde los reflectores son seleccionados en rojo. C) Espectros de amplitud de un reflector. D) Gráfica de las pendientes contra el cuadrado del offset.

**Tabla 3.- Resultado de los valores de la estimación del factor  $Q$  y su media.**

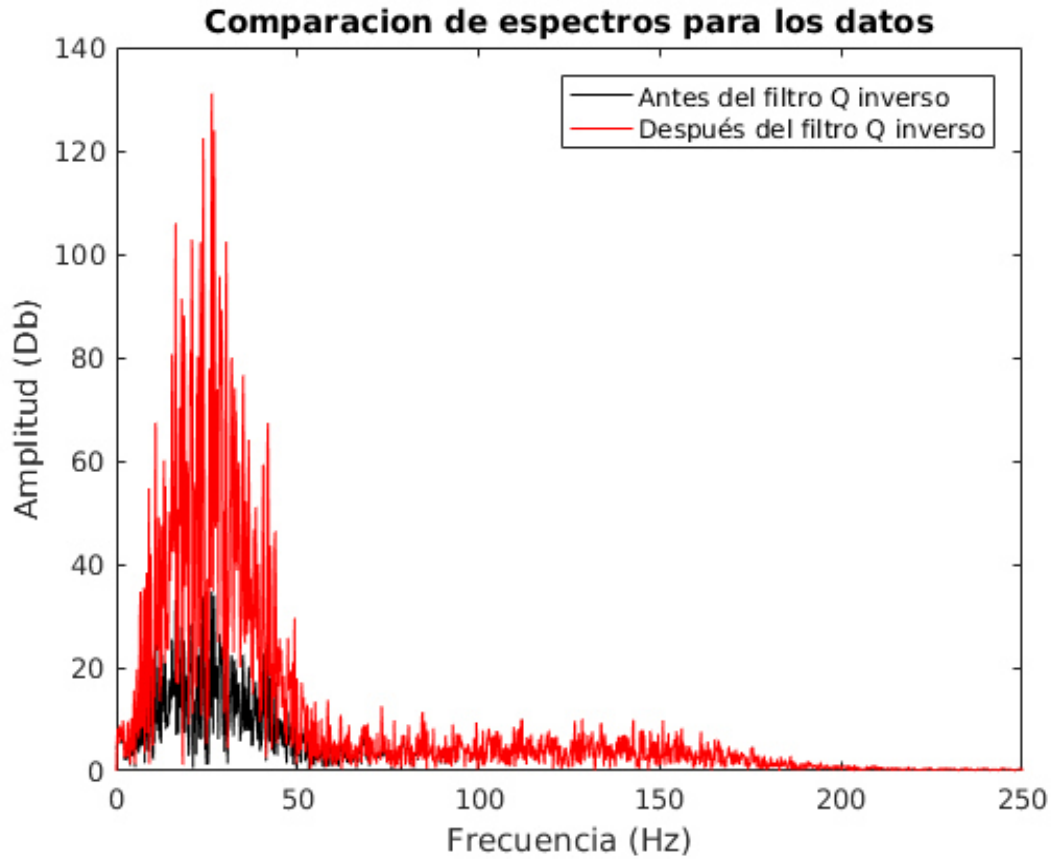
<b>Intervalos de tiempo</b>	<b>Métodos de cocientes espectrales (Dasgupta, 1998)</b>	<b>Media</b>
<b>1.48s - 1.73s</b>	238.18, 180.36, 123.31, 279.33, 167.71	<b>197.778</b>
<b>1.73s - 1.92s</b>	113.31, 101.59, 84.37, 180.36, 178.98	<b>135.71</b>
<b>1.94s - 2.11s</b>	78.82, 84.69, 93.3242, 94.65, 72.17	<b>84.6628</b>
<b>2.11s - 2.35s</b>	109.70, 123.25, 80.43, 88.98, 100.76	<b>100.62</b>

#### 4.3.2 Compensación de la atenuación sísmica

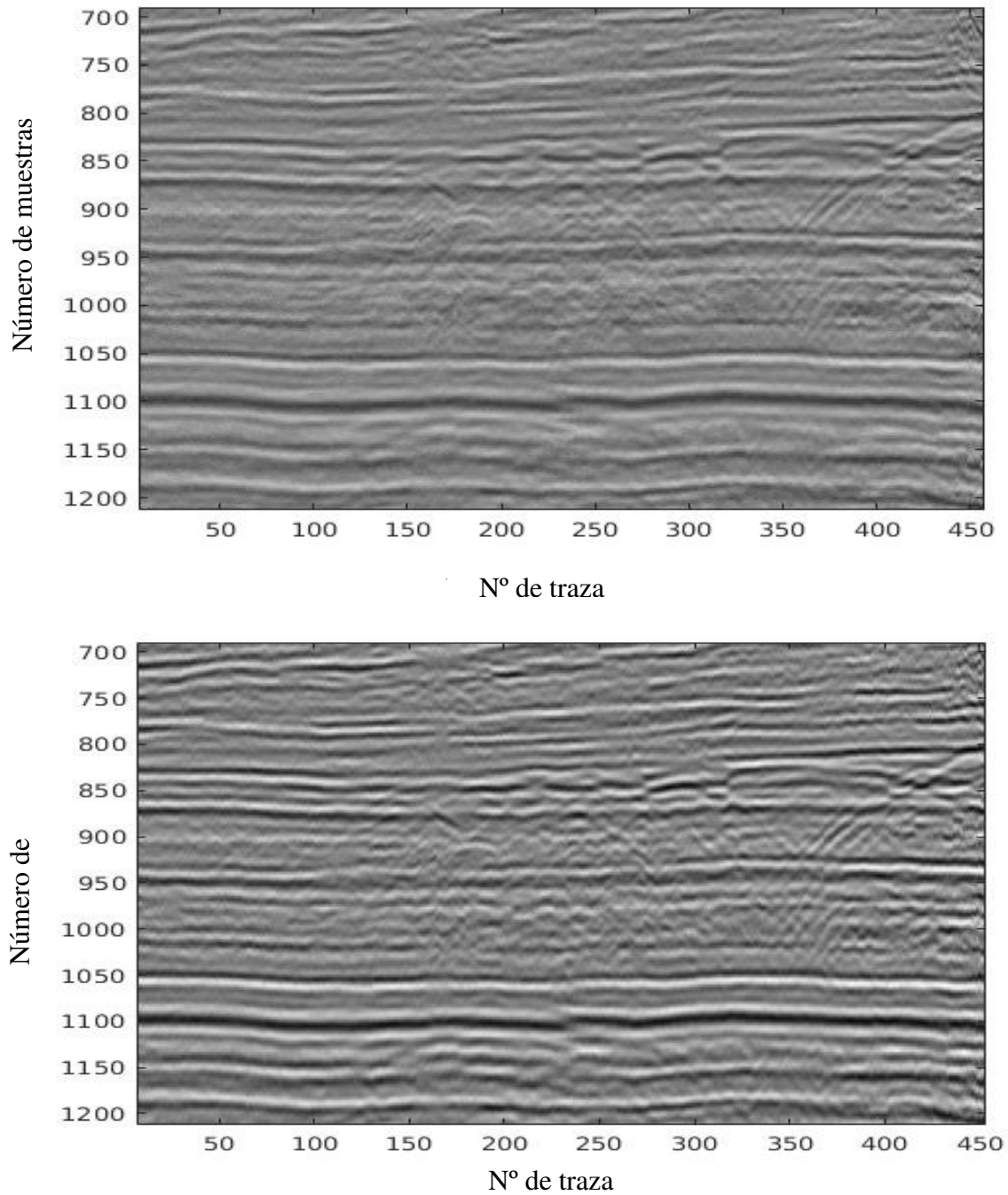
Debido a la inestabilidad del filtro  $Q$  inverso convencional, sólo se realizó la compensación por medio del filtro  $Q$  inverso estable. La Figura 4.21 muestra la comparación de los espectros de amplitud de las frecuencias que se recuperaron, se observa un incremento considerable dentro del ancho de banda de interés, y controló el incremento desmedido de las altas frecuencias.

La Figura 4.22 muestra la comparación del antes y después del filtro  $Q$  inverso estable en el dominio del tiempo, se distingue el incremento de resolución sísmica notoriamente, mejorando así la imagen final. Este filtro ayuda a delimitar los reflectores tratando de compensar la pérdida de energía relacionada a la atenuación sísmica, ya que este parámetro es un limitante para la resolución sísmica vertical. Sería un gran beneficio

incorporar dentro del flujo de procesamiento sísmico esta metodología, cualquier cambio positivo en la imagen sísmica es de mucha utilidad para la interpretación.



**Figura 4.21.** Comparación de espectros de amplitud para los datos reales.



**Figura 4.22.** Comparación de la aplicación del filtro  $Q$  inverso en una sección sísmica real para la compensación de la atenuación. Arriba se muestra el intervalo antes del filtro  $Q$  inverso y Abajo, se muestra después del filtro  $Q$  inverso observando una mejor imagen en esta.



## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La presente investigación nos ayudó a entender el efecto que tiene la atenuación sísmica en los datos sísmicos de reflexión. La estimación del factor  $Q$  es fundamental para una adecuada compensación de los datos sísmicos y no crear una interpretación incorrecta. A continuación se tienen las conclusiones siguientes:

- Los resultados que se mostraron en la estimación del factor  $Q$  por parte del método de cocientes espectrales  $QVO$  (Dasgupta & Clark, 1998), se observó en los datos sísmicos libres de ruido una estimación de alta precisión a los valores propuestos en el modelo. Por el contrario, el impacto que tiene el ruido en esta estimación es muy alto, debido a que los cocientes espectrales generan un nivel de inestabilidad, derivado de encontrar valores muy bajos en el denominador; igualmente provocado por sus trayectorias de viaje doble.
- En la compensación de la atenuación con el modelo convolucional de la Tierra, al corregir el comportamiento no estacionario de la ondícula conlleva un alto consumo de tiempo de cómputo, debido al gran número de operaciones.
- El intento de compensar la atenuación sísmica por medio de la propagación de onda descendente usando un filtro  $Q$  inverso convencional, es poco confiable debido a que no contiene restricciones al evaluar, por ejemplo, si no hay frecuencias recuperables o se trata de recuperar una componente de frecuencia que se atenuó en su totalidad, el filtro añade ruido numérico provocado de algo inexistente, por lo que genera una gran inestabilidad, y aún más, cuando  $Q < 90$ . Por el contrario, la compensación con el filtrado  $Q$  inverso estable (Wang, 2002) se obtiene una respuesta favorable al recuperar la traza sísmica, ya que no se reproduce ruido numérico a causa de inestabilidades en el rango de frecuencias altas, esto se debe a un operador estabilizador que sirve como regulador de altas frecuencias, evitando así la inestabilidad cuando los factores  $Q$  son bajos.

- Es posible compensar cierto rango de frecuencias que fueron perdidas para incrementar la resolución de la imagen. Sin embargo, cuando se intenta recuperar la energía de las frecuencias que se perdieron parcial o totalmente durante el trayecto se genera ruido numérico que distorsiona las trazas sísmicas.
- Las estimaciones de  $Q$ , son comparables con datos experimentales de laboratorio de otros autores (Waters, 1981), que describen valores de parámetros de litología similares a este trabajo, por lo que los valores obtenidos para la estimación son aceptables.
- La estimación y compensación de la atenuación sísmica, aporta un gran beneficio en la calidad de la imagen sísmica. Ayuda en la delimitación de estructuras geológicas y al fortalecimiento de la relación entre señal y ruido.
- En datos sísmicos de reflexión, se debe tener cautela para la realización de la estimación del factor  $Q$ , ya que subestimaciones o sobreestimaciones pueden resultar contraproducente.
- El análisis de la atenuación sísmica es muy útil, conociendo el comportamiento de la onda y su reacción ante el medio. Puede ser un indicador directo de alguna anomalía tal como fluidos, porosidad, tipo de litología, fallas geológicas o fracturamiento geológico que provoca la pérdida de amplitudes y debilita la señal representada en la imagen sísmica.
- Es recomendable hacer una integración de información tanto geológica como geofísica para la ayuda de la estimación de un factor  $Q$  adecuado. Al realizar un análisis del factor  $Q$  conociendo su información geológica ayuda a evaluar un rango de valores posibles para el factor  $Q$ . Igualmente el uso de la atenuación en atributos sísmicos a intervalos más específicos generaría un aporte significativo para la localización de fracturas.

## REFERENCIAS

- Aki, K., and Richards, P. G., 2002, Quantitative seismology, University Science Books.
- Bath, M., 1974, Spectral analysis in geophysics: Developments in Solid Earth Geophysics, Vol 7, Elsevier Science Publishing Co.
- Blias E., 2012, Accurate interval  $Q$ -factor estimation from VSP data. Society of Exploration Geophysicists. Vol. 77 no. 3 WA149-WA156.
- Cheng, P., and Margrave, G. F., 2011, A match-filter method for estimation: CREWES research report, 23.
- Chichinina T. I., Sabinin, V. I., Ronquillo-Jarillo G, and Obolentseva I.R., 2006, The  $QVOA$  method for fractured reservoir characterization. Russian Geology and Geophysics, v. 47, p. 265-283.
- Clark, G. K. C., 1968, Time-varying deconvolution filters: Geophysics, 33, p. 936-944.
- Dasgupta, R., and Clark, R. A., 1998, Estimation of  $Q$  from surface seismic reflection data: Geophysics, 63, p. 2120-2128.
- Futterman, W. I., 1962, Dispersive body waves. Geophysics, v. 67, p. 5279–5291.
- Hackert, C. L., and Parra, J. O., 2004, Improving estimates from seismic reflection data using well-log-based localized spectral correction: Geophysics, 69, p. 1521-1529.
- Hale D., 1981, An inverse- $Q$  filter. Stanford Exploration Project Report 26, p. 231-243.
- Hargreaves N. D. and Calvert A. J., 1991, Inverse  $Q$  filtering by Fourier transform. Geophysics 56, p. 519-527.
- Haase A. B. and Stewart R. R., 2005, Crewes Research Report  $Q$  factor estimation
- Kjartansson, E., 1979, Constant  $Q$  wave propagation and attenuation, J. Geophys. Res., 84, p 4737-4748.
- Koehler, F., and M. T. Taner., 1985, The use of the conjugate-gradient algorithm in the computation of predictive deconvolution operators: Geophysics, 50, p. 2752-2758.
- Kolsky H., 1956, The propagation of stress pulses in viscoelastic solids. Philosophical Magazine 1, p. 693-710.

---

Krönig R. 1926. On the theory of the dispersion of  $X$ -rays. *Journal of the Optical Society of America* **12**, 547-57.

Mangriotis, M., Iii, J. W. R., Herkenhoff, E. F., & Neu, J. C., 2013. Case History Scattering versus intrinsic attenuation in the vadose zone : A VSP experiment, 78(2).

Margrave G. F., 1998, Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering: *Geophysics*, 63, p. 244-259.

Montaña, C. A., & Margrave, G. F., 2004, Compensating for attenuation by inverse  $Q$  filtering. CREWES Research Report, 16.

Pujol, José., 2003, Elastic Wave Propagation and Generation in Seismology Cambridge University, University Press, p 357-389.

Reynolds J. M., 2011, An introduction to applied and Environmental Geophysics. 2<sup>nd</sup> edition. Wiley Blackwell, p. 152-156.

Shearer, P., 1999, Introduction to seismology, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Sheriff, R. E.; Geldart, L. P., 1995, Exploration Seismology. 2nd edition. ed. United Kingdom: [s.n.].

Sheriff, R.E and Geldart L. P., 1999, Exploration Seismology, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.

Stein, S. & Wysession, M., 2003, An Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure p. 185-197.

Tonn, R., 1991, The determination of the seismic quality factor  $Q$  from VSP data. *Geophysical Prospecting*, v. 39, p. 1-27.

Varela, C. L., A. L. Rosa, and T. J. Ulrych, 1993, Modeling of attenuation and dispersion: *Geophysics*, 58, p. 1167-1173.

Wang Y., 2002. A stable and efficient approach to inverse  $Q$  filtering. *Geophysics* 67, p. 657-663.

Wang, Y., 2006, Inverse  $Q$  -filter for seismic resolution enhancement. *Geophysics*, v. 71, p. V51-V60.

Wang, Y., 2008, Seismic Inverse  $Q$  filtering Blackwell Publishing.

Waters, K., 1981, Reflection seismology: Second edition, John Wiley & Sons.

White, J. E., 1983, Underground sound application of seismic waves. Elsevier Science Publ, p. 83–137.

Zhou H. W., 2014, Practical Seismic Data Analysis, Cambridge University Press.

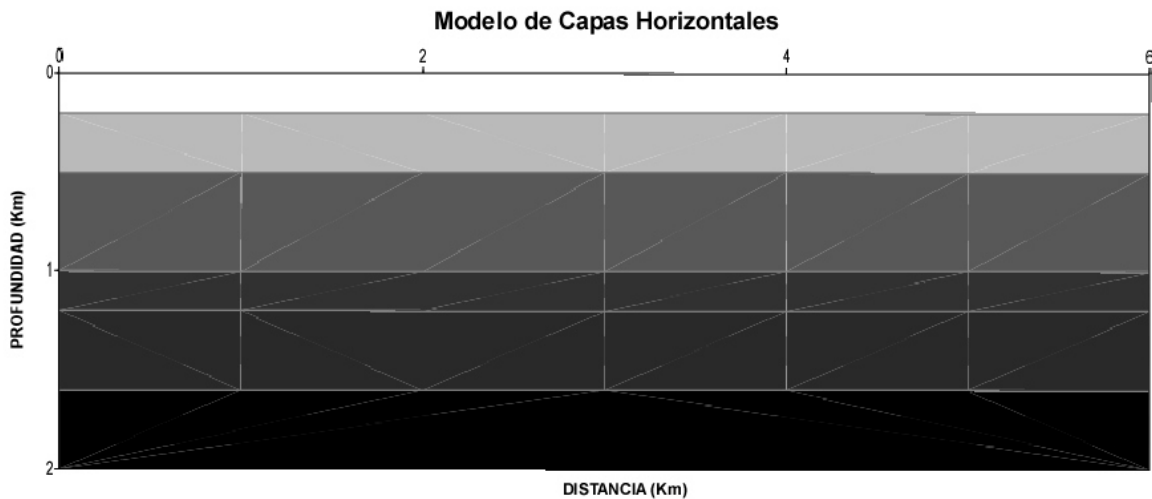
Zhang, Z.; Ulrych, T. J., 2002, Estimation of quality factors from CMP records. Geophysics, v. 67, p. 1542–1547.

Zhang J. and Wapenaar K., 2002, Wavefield extrapolation and prestack depth migration in anelastic inhomogeneous media. Geophysical Prospecting 50, p. 629-643.

## ANEXOS

### A.1 Modelo de capas horizontales

Para demostrar la efectividad de los algoritmos que estiman el factor  $Q$ , se aplicó el modelado directo sobre un modelo de capas horizontales. El modelo consta de 6 capas horizontales homogéneas isotrópicas de 6 km de extensión y 3 km de profundidad, ilustrado en la Figura A.1. En Tabla A.1 se observan los parámetros utilizados para su construcción, densidad, velocidad y el factor  $Q$  de las capas en el modelo. Se utilizaron 10 tiros, 50 geófonos y un offset de -1225 m a 1225 m).



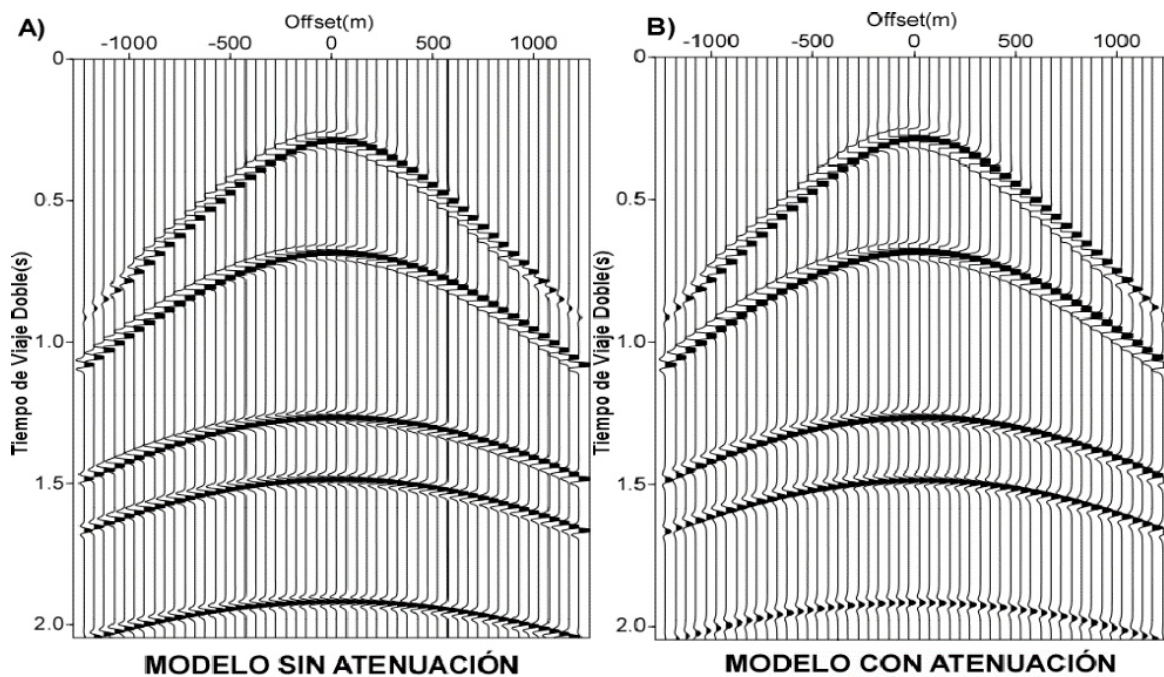
**Figura A.1. Modelo para la generación de los datos sísmicos sintéticos**

Los datos se crearon en el software libre de la plataforma Seismic Unix, con una ondícula de Ricker de 25 Hz, con operador de rayo gaussiano. Realizándolos con un muestreo de 2 milisegundos y un número de muestras de 1024.

Con la intención de mostrar el efecto de la atenuación presente en los datos sísmicos, se presenta la Figura (A.2). A partir de los valores en la Tabla A.1, se generan datos con y sin la incorporación del factor  $Q$ .

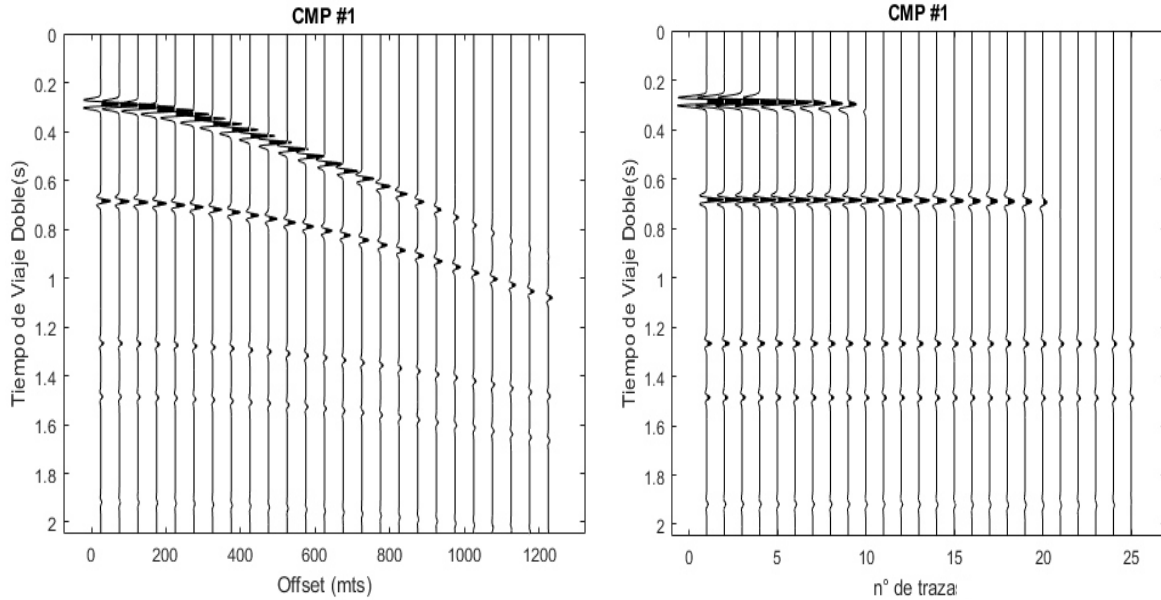
**Tabla A.1.-Valores de densidades, velocidades y factor  $Q$  del modelo de capas horizontales.**

VELOCIDAD	DENSIDAD	$Q$
1400 m/s	2000 kg/m <sup>3</sup>	120
1500 m/s	2400 kg/m <sup>3</sup>	80
1700 m/s	2450 kg/m <sup>3</sup>	100
1800 m/s	2480 kg/m <sup>3</sup>	90
1850 m/s	2500 kg/m <sup>3</sup>	60
2000 m/s	2700 kg/m <sup>3</sup>	70



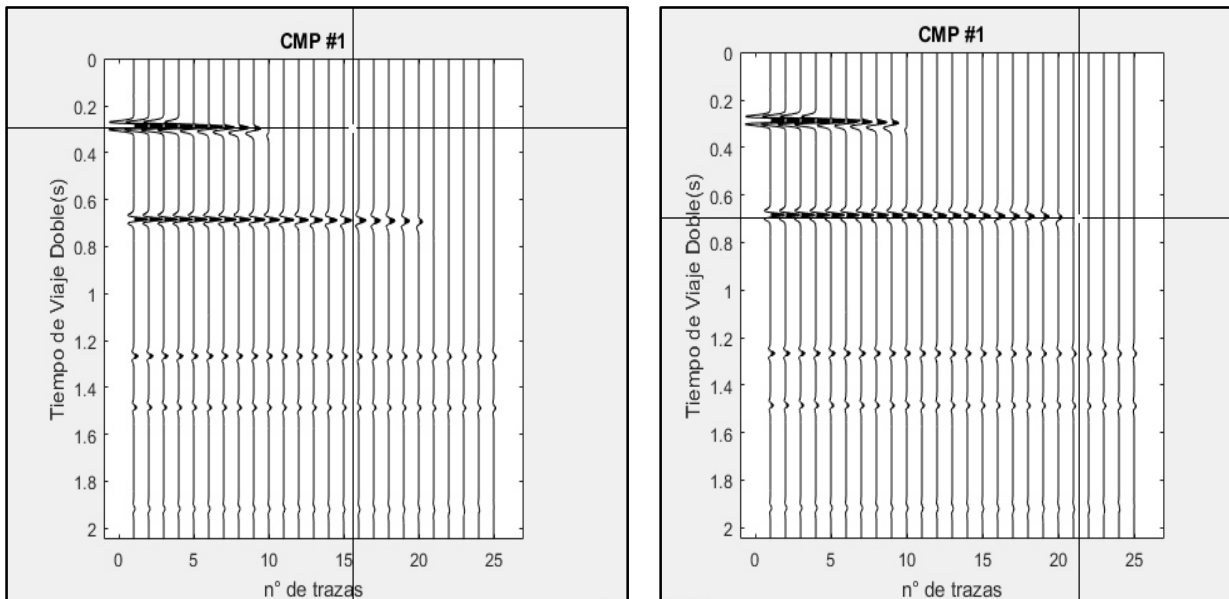
**Figura A.2. Comparación del efecto de la atenuación presente en un tiro en los datos sísmicos sin ruido. A) Sin atenuación presente. B) Se incorpora la atenuación por medio del factor  $Q$**

Pre- procesamiento de los datos sintéticos del modelo de capas horizontales, del CMP gather en la Figura A.3. A) Antes de la corrección dinámica (NMO). B) Después de aplicar un análisis de velocidad y corregir por NMO.



**Figura A.3. Pre procesamiento de un CMP Gather. A) CMP Gather antes del análisis de velocidad. B) Después de la corrección por NMO**

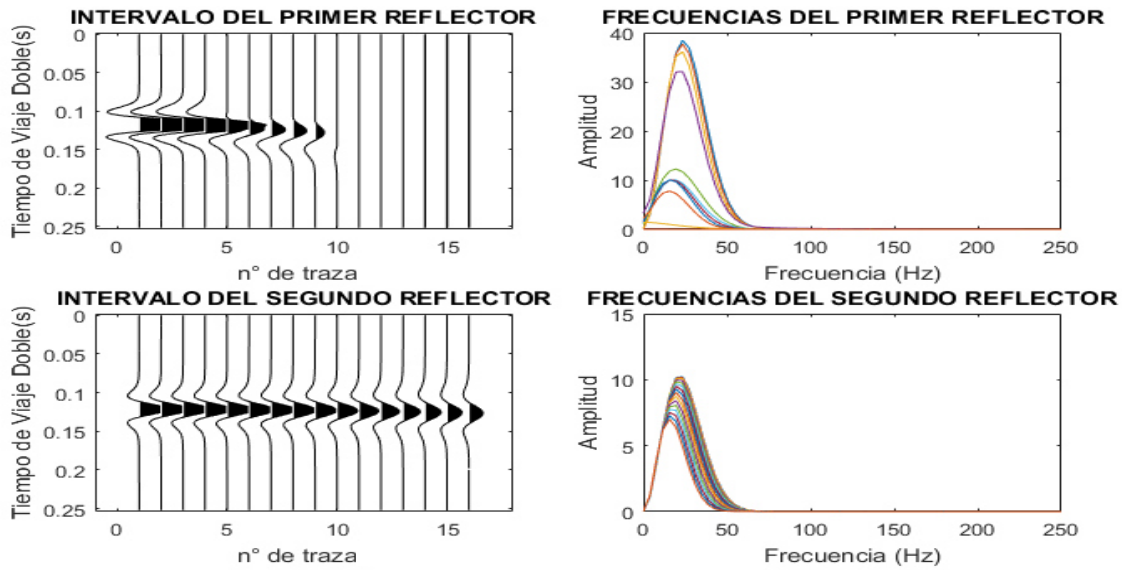
Para realizar la estimación del intervalo del factor  $Q$  por medio de cocientes espectrales, en el CMP de la Figura A.4 se selecciona un punto para establecer una ventana centrada en el máximo del reflector y que se extienda a ambos lados del mismo. Esto se realiza en dos reflectores sobre las trazas.



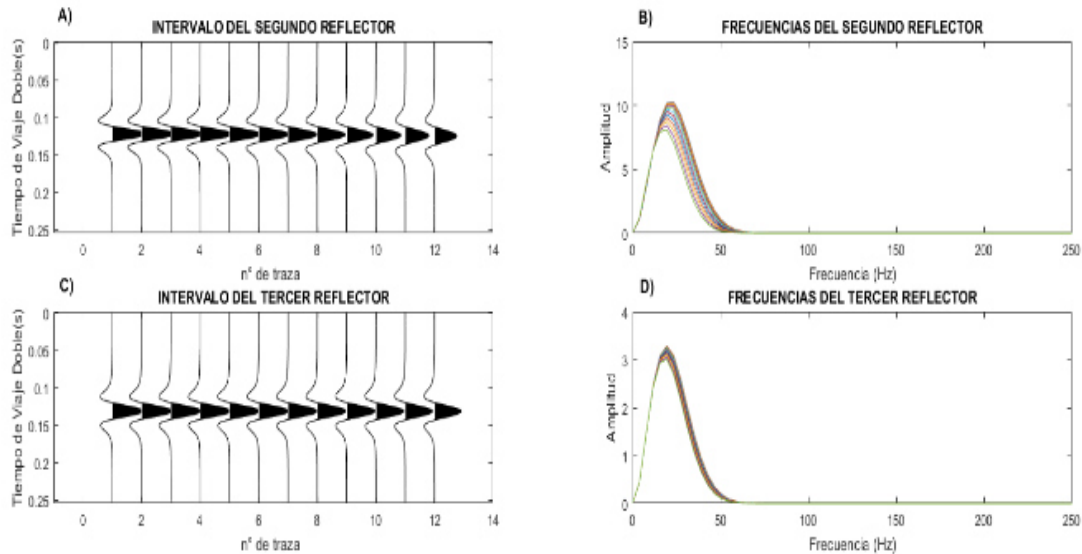
**Figura A.4. Captura de pantalla para demostración de la selección de los reflectores de interés, en este caso el primero y el segundo.**



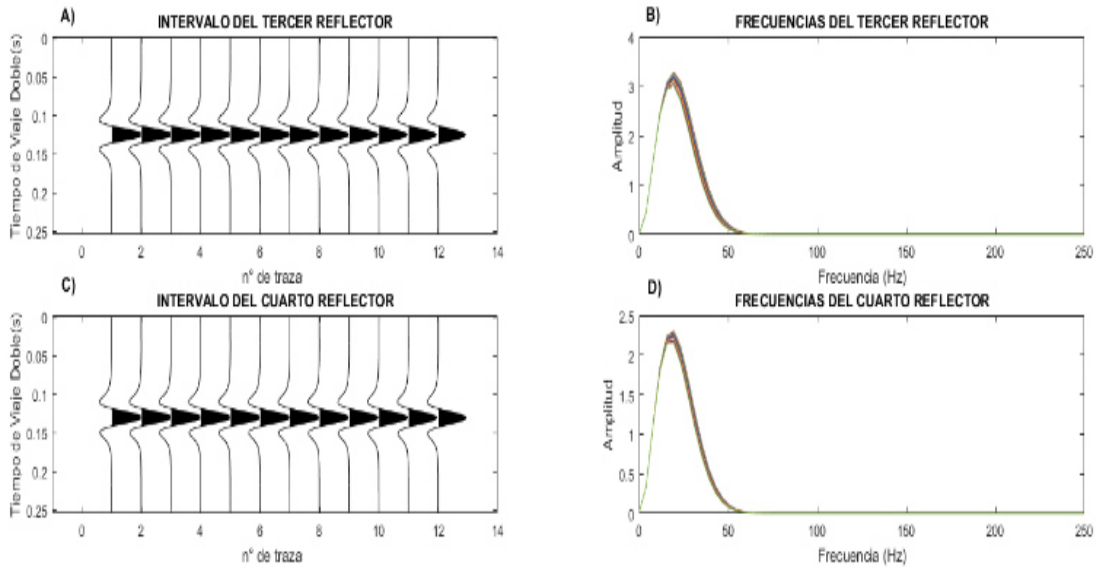
Las Figuras A.5, A.6, A.7, A.8 muestran los reflectores libre de ruido seleccionados para cada intervalo junto con su espectro de frecuencias. Para este modelo, se tienen 4 intervalos con diferente factor  $Q = 80, 100, 90, 60$ , en los cuales se observa el decaimiento de la amplitud y el corrimiento hacia frecuencias bajas.



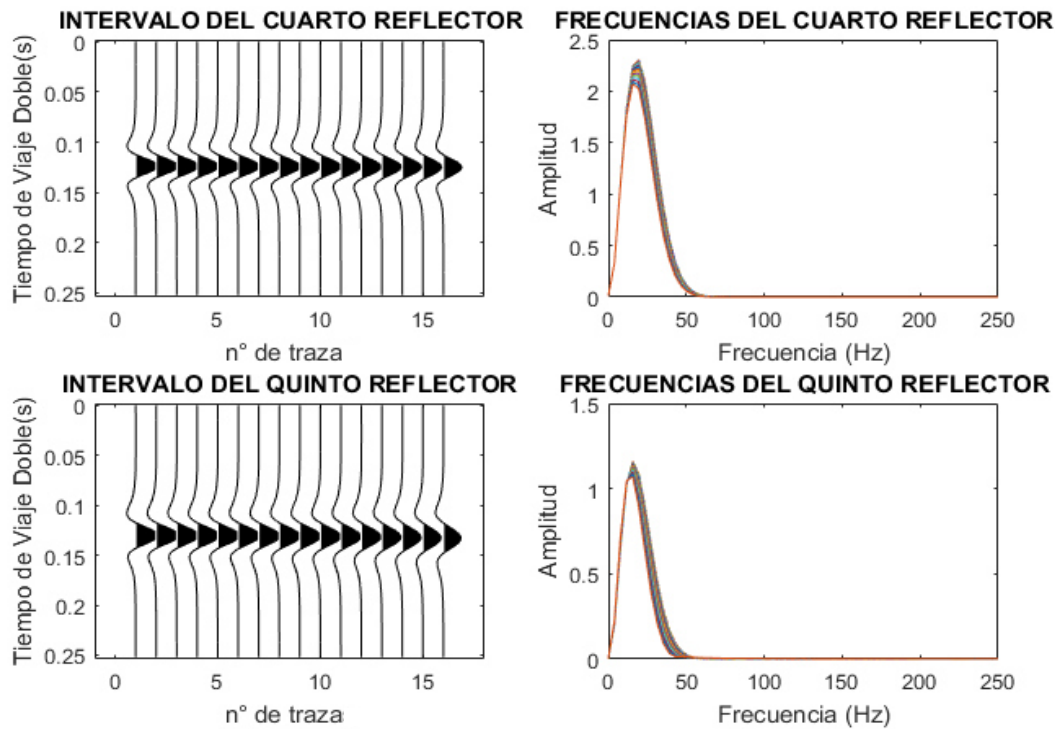
**Figura A.5.** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El primer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del primer reflector. C) El segundo reflector en dominio de tiempo y D) Las frecuencias de las trazas del segundo reflector.



**Figura A.6** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) Segundo reflector en el dominio del tiempo. B) Las frecuencias de las trazas del segundo reflector. C) El tercer reflector en dominio de tiempo, D) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector.

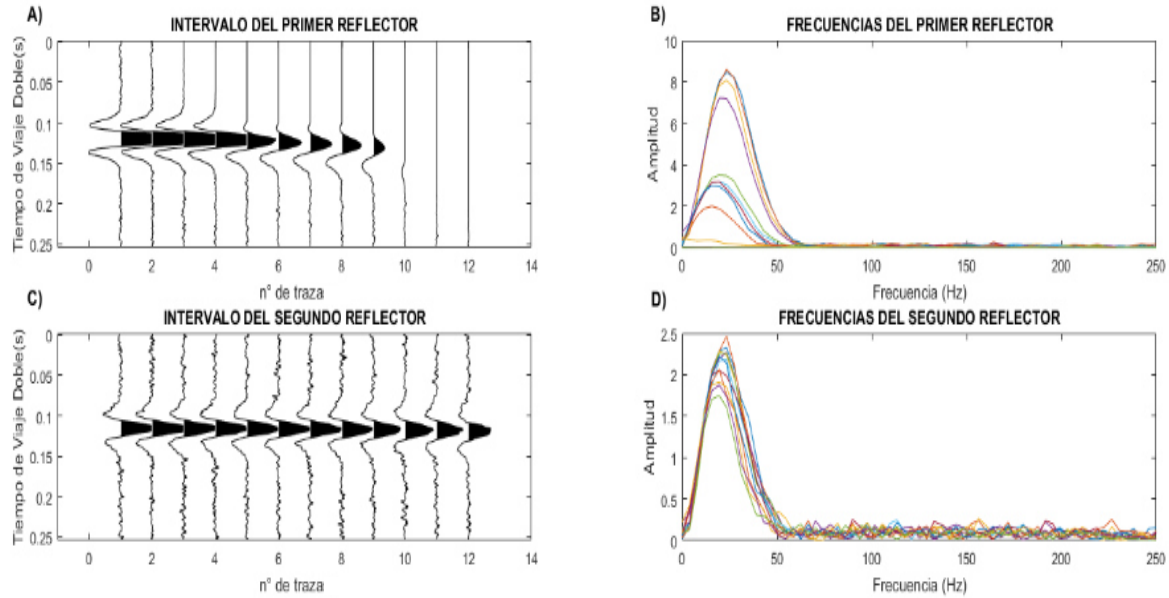


**Figura A.7** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El tercer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector. C) El cuarto reflector en dominio de tiempo, D) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector.

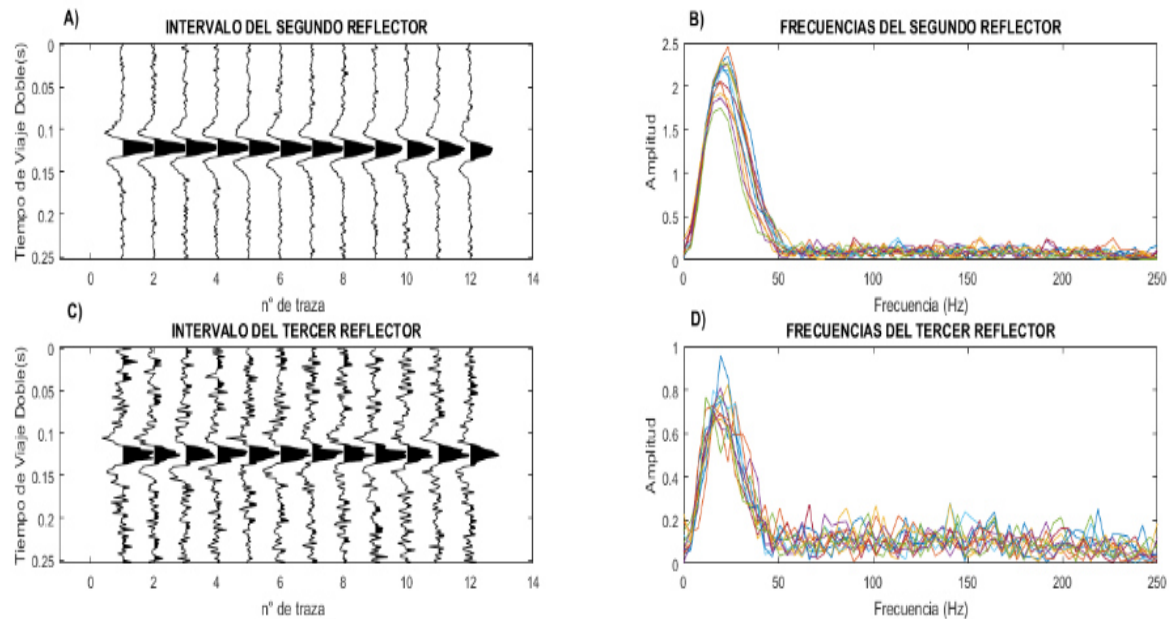


**Figura A.8** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El cuarto reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector. C) El quinto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del quinto reflector.

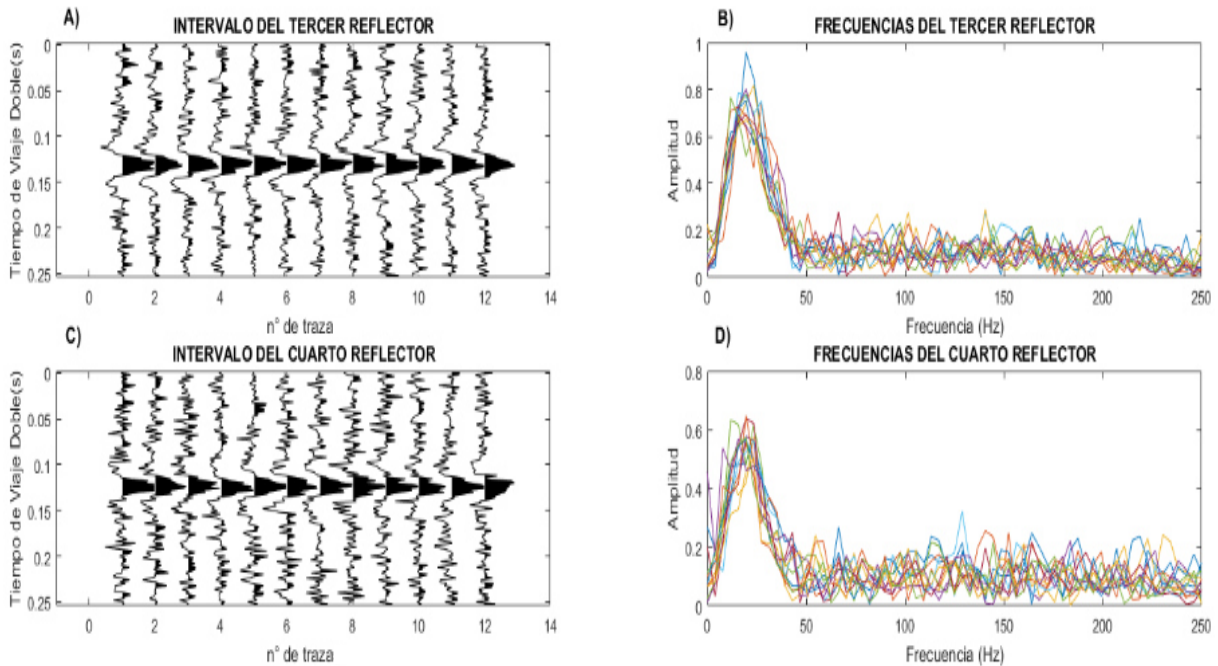
A continuación, se muestran los reflectores de los datos sísmicos sintéticos con ruido y su espectro de amplitud (Figuras A.9, A.10, A.11 y A.12).



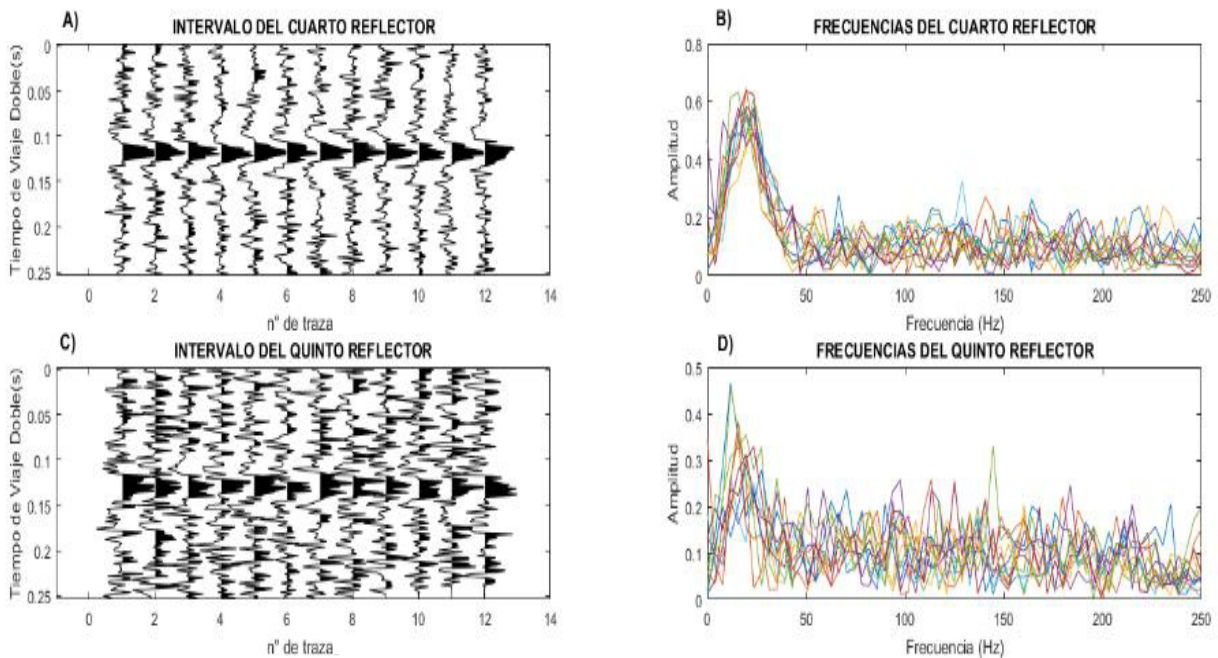
**Figura A.9.** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El primer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del primer reflector. C) El segundo reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas.



**Figura A.10.** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El segundo reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del segundo reflector. C) El tercer reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas.



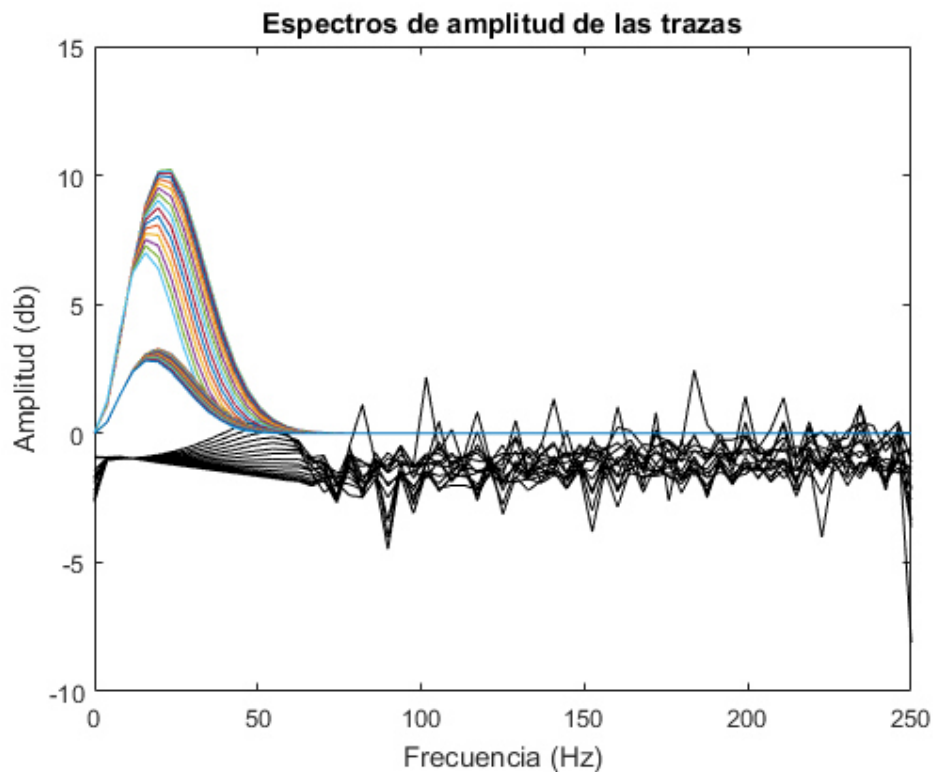
**Figura A.11.** Cima y base del intervalo del factor  $Q$  buscado. A) El tercer reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del tercer reflector. C) El cuarto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector.



**Figura A.12** Cima y base del intervalo A) El cuarto reflector en el dominio del tiempo, B) Las frecuencias de las trazas del cuarto reflector. C) El quinto reflector en dominio de tiempo, y D) Las frecuencias de las trazas del quinto reflector.

## A.2 Método $QVO$ ( $Q$ versus Offset)

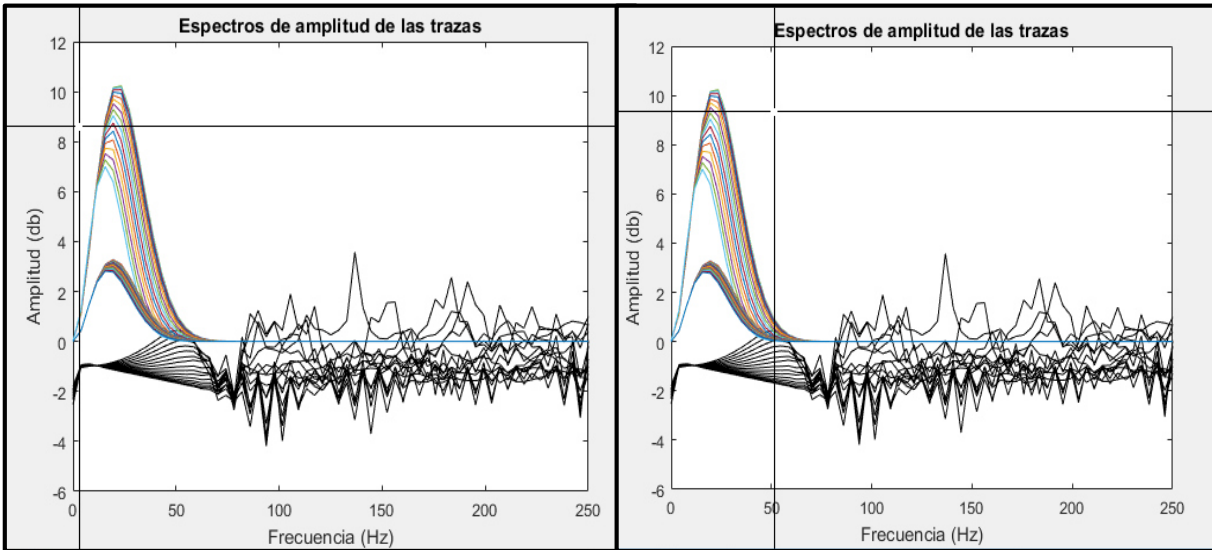
De los reflectores mostrados en el Anexo A.1 para un intervalo de tiempo, se presenta la Figura A.13. La cual muestra los espectros de amplitud del segundo y tercer reflector, en color negro se observa el cociente espectral de los dos espectros de amplitud (en colores diferentes) entre los reflectores seleccionados. Para el cálculo de las pendientes se selecciona donde empieza y donde termina el decaimiento de la amplitud en los espectros, como se muestra A.14.



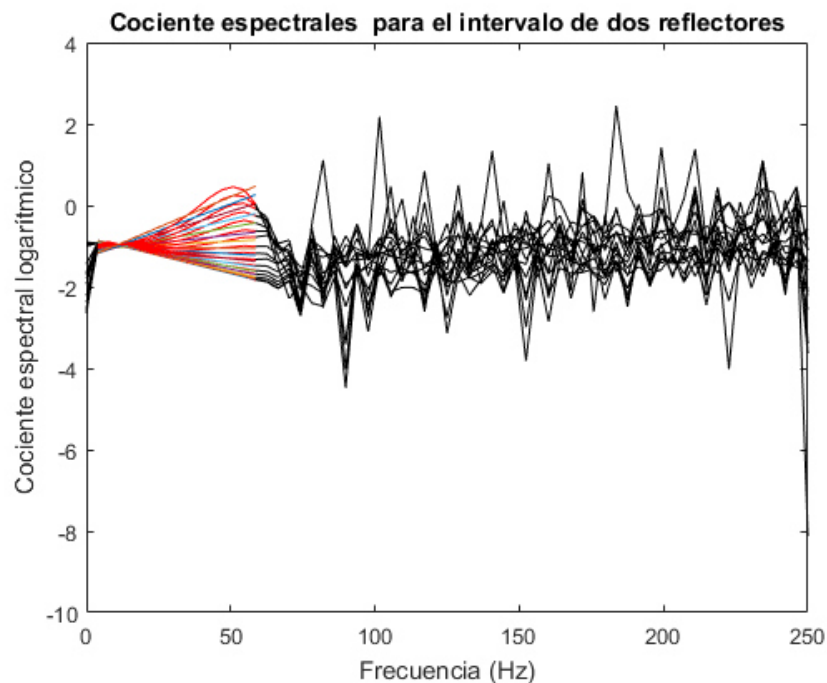
**Figura A.13 Ventana de los cocientes espectrales entre los dos reflectores.**



A partir de la selección del decaimiento de amplitud, se calcula la pendiente de la misma. En la Figura A.15 se observa en rojo la selección de los datos del decaimiento junto con su pendiente en colores. Con los valores de las pendientes obtenidas se efectúa la gráfica con respecto al cuadrado del offset.



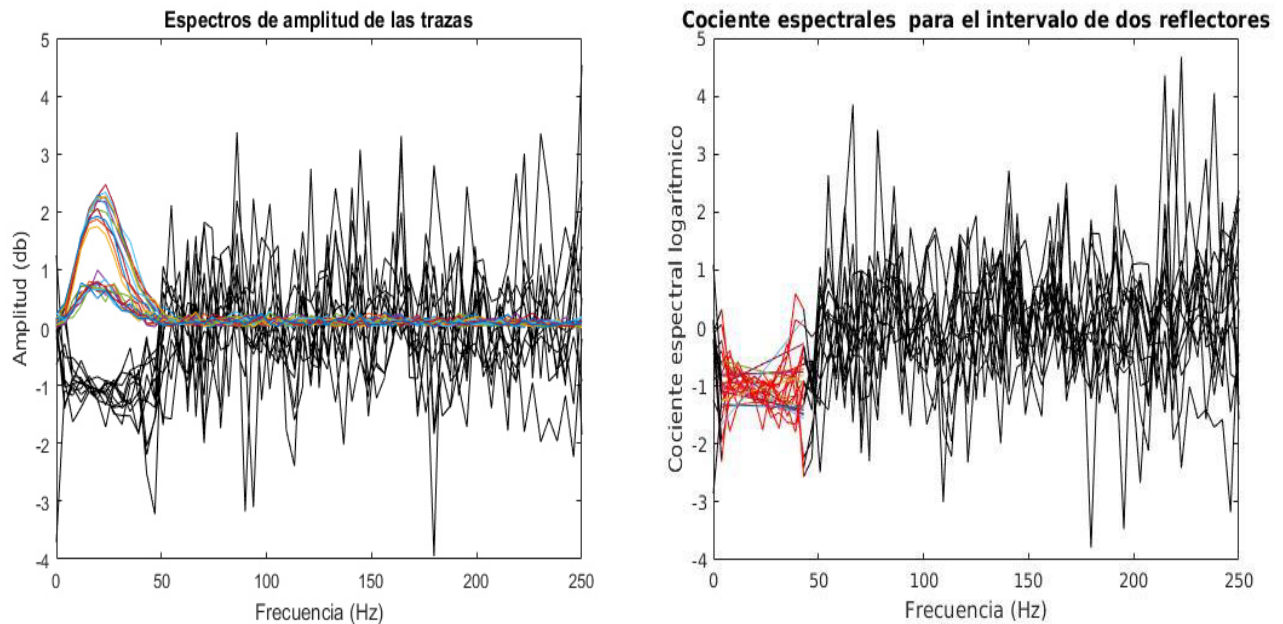
**Figura A.14.** Captura de pantalla de la selección del decaimiento de la amplitud en las frecuencias.



**Figura A.15.** Ventana de la selección para el cálculo de las pendientes.

En la Figura A.16 A se muestra los espectros para el segundo y tercero reflector de los datos sísmicos con ruido.

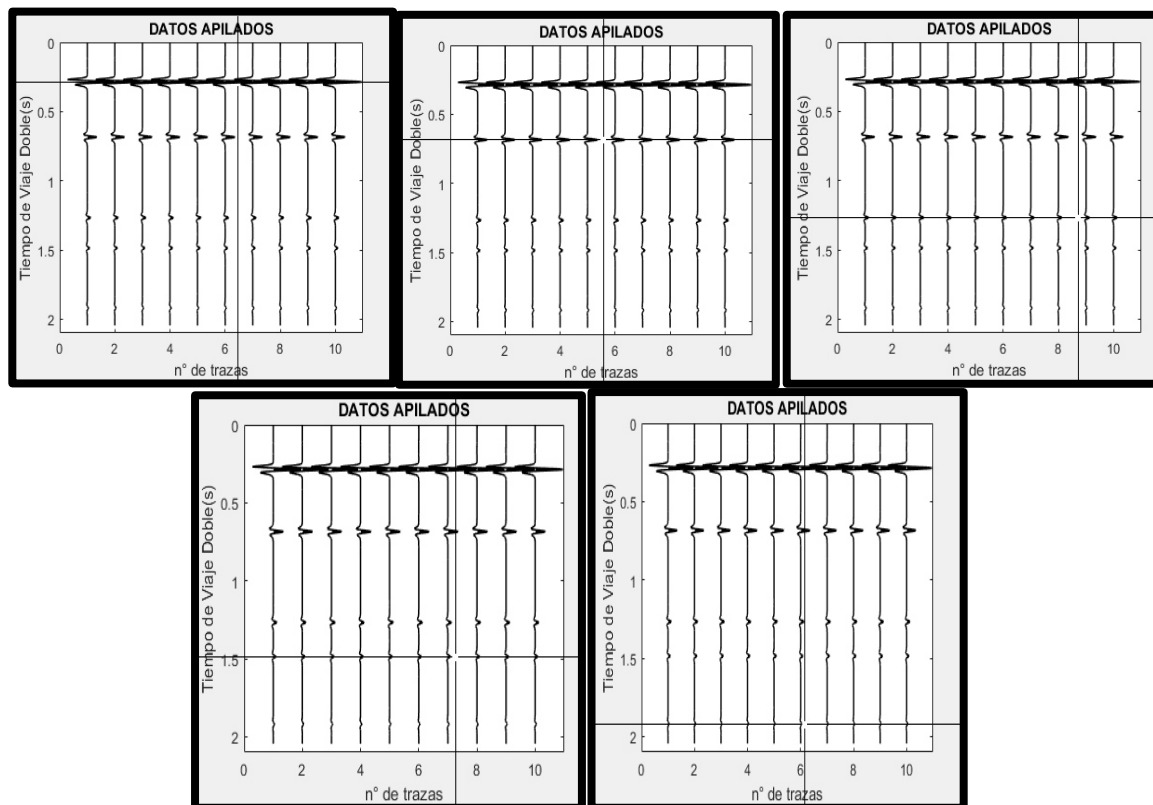
A pesar del ruido que fue agregado en las trazas sísmicas sintéticas se puede apreciar el decaimiento en la amplitud, en la Figura A.16 B se observan los espectros de amplitud de un reflector utilizados para el cociente logarítmico espectral y posterior cálculo de su pendiente.



**Figura A.16. A) Ventana de los espectros de amplitud entre el segundo y tercer reflector observando el decaimiento, en negro el cociente espectral logarítmico B) Se muestra la selección de los datos en rojo que contenían el decaimiento de la amplitud.**

### A.3 Compensación de la atenuación

Para la compensación de la atenuación, es necesario seleccionar los reflectores de interés esto genera un intervalo de tiempo de un rango de valores sobre y debajo de él. En la Figura A.17 se observa la selección para nuestros reflectores.



**Figura A.17 Selección de reflectores de interés para realizar la compensación de la atenuación sísmica.**